

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Katedra aplikované geoinformatiky a kartografie

Studijní program: Geografie (navazující magisterské studium)
Studijní obor: Kartografie a geoinformatika



Bc. David Outrata

URČOVÁNÍ VLHKOSTI PŮDY S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT SENTINEL-1

SOIL MOISTURE ESTIMATION USING SENTINEL-1 RADAR DATA

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Přemysl Štych, Ph.D.

Praha, 2017

Zadání diplomové práce

pro Davida Outratu
obor Kartografie a geoinformatika

Název tématu: Určování vlhkosti půdy s využitím radarových dat Sentinel-1

Zásady pro vypracování

Tématem této diplomové práce je určování vlhkosti půdy s využitím radarových dat Sentinel-1. Hlavním cílem je vypracování vhodné metodiky pro získání přesné informace o vlhkosti půdy z dat Sentinel-1. Hlavním úkolem je najít a kvantifikovat souvislost mezi intenzitou odraženého záření z dat Sentinel-1 a vlhkostí půdy v měřítku na úrovni zemědělských polí a vyhodnocení přesnosti zvolené metody na základě vlastního měření vlhkosti půdy v terénu.

Konkrétní řešené úlohy jsou:

- Zevrubná rešerše relevantních literárních zdrojů.
- Zhodnocení současných metod pro získání informace o vlhkosti půdy z radarových dat.
- Zpracování radarových dat Sentinel-1 open source softwarem SNAP v prostředí ESA Cloud Toolbox.
- Navržení vhodného postupu/metody aplikovatelného na konkrétní data Sentinel-1
- Vyhodnocení přesnosti zvolené metody na základě vlastního měření vlhkosti půdy v terénu a porovnání dosažených výsledků s dalšími metodami.
- Ověření přenositelnosti metody testováním na dalším území.
- Prezentace výsledků a závěrečné určení/diskuse vhodnosti a přesnosti navržené metody a dat Sentinel-1 pro měření vlhkosti půdy na úrovni zemědělských polí.

Rozsah grafických prací: dle potřeby

Rozsah průvodní zprávy: cca 60 stran

Seznam odborné literatury:

KORNELSEN, K. C., COULIBALY, P. (2013): Advances in soil moisture retrieval from synthetic aperture radar and hydrological applications. *Journal of Hydrology*, 476, s. 460 – 489.

FERRETTI, A., MONTI – GUARNIERI, A., PRATI, C., ROCCA, F. (2007): *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation*, ESA publication TM19a, 48 s.

DOBSON, M. C., ULABY, F. T. (1998): Mapping Soil Moisture Distribution With Imaging Radar. In: Henderson, F. M., Lewis, A. J. (eds.): *Principles & Applications of Imaging Radar*. John Wiley & Sons, New York, s. 407 – 433.

HORNÁČEK, M., WAGNER, W., SABEL, D. (2012): Potential for High Resolution Systematic Global Surface Soil Moisture Retrieval via Change Detection Using Sentinel-1. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 5, č. 4, s. 1303 – 1311.

KOLÁŘ, J. (2008): *Radarová obrazová data a jejich využití*. Studie, Czech space office, Praha, 55 s.

OH, Y. (2004): Quantitative retrieval of soil moisture content and surface roughness from multipolarized radar observations of bare soil surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, č. 3, s. 596 – 601.

WAGNER, W., SABEL, D., DOUBKOVA, M., BARTSCH, A., PATHE, C. (2009): The Potential of Sentinel-1 for Monitoring Soil Moisture with a High Spatial Resolution at Global Scale. *ESA Special Publications SP-674*. 5 s

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Přemysl Štych, Ph.D.

Konzultant diplomové práce: Dr. Antonios Mouratidis

Datum zadání diplomové práce: leden 2016

Termín odevzdání diplomové práce: 27. 11. 2017

.....
RNDr. Přemysl Štych, Ph.D.
Vedoucí diplomové práce

.....
Doc. Ing. Jan Kolář, CSc.
Garant studijního oboru

V Praze dne

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Jsem si vědom toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 27. listopadu 2017

.....

David Outrata

Poděkování

Rád bych tímto poděkoval vedoucímu mé diplomové práce RNDr. Přemyslu Štychovi, Ph.D., za cenné rady a věnovaný čas. Velké díky patří Antoniu Mouradisovi, Ph.D., který vedl mou práci a výzkum během mého pobytu na stáži v rámci programu Erasmus v Řecku. Děkuji Tomáši Vráblíkovi z ČHMÚ za poskytnutá data. A v neposlední řadě děkuji také rodině a přítelkyni, kteří mě podporovali nejen během zpracování této práce, ale po celou dobu mého studia.

Určování vlhkosti půdy s využitím radarových dat Sentinel-1

Abstrakt

Hlavním cílem této diplomové práce bylo najít a kvantifikovat souvislost mezi intenzitou odraženého záření z radarových dat Sentinel-1 a vlhkostí půdy v měřítku na úrovni zemědělských polí. Výzkum probíhal na třech územích, v první části byla zájmovým územím dvě pole bez vegetace v blízkosti řecké Soluně a informace o vlhkosti půdy byly získány z vlastního měření pomocí termogravimetrické metody. Druhá část čerpala data z volně dostupné databáze ISMN a výzkum probíhal na zemědělských polích během vegetační sezóny v severozápadním Německu. Třetí část využívala data o vlhkosti půdy od ČHMÚ a zájmovými územími byly dvě zatravněné plochy letiště a jedno zemědělské pole. Závislost byla měřena výpočtem koeficientu determinace a pomocí lineární regrese byla sestavena rovnice pro výpočet vlhkosti půdy z intenzity radarového odrazu. Potvrdila se vysoká závislost v případě použití polarizace VV a konstantní drsnosti povrchu. V případě ploch s měnící se drsností a vegetačním krytem byla nalezena jen nízká závislost, obdobně při použití VH polarizace.

Klíčová slova: radar, SAR, Sentinel-1, vlhkost půdy, ISMN, ČHMÚ

Soil moisture estimation using Sentinel-1 radar data

Abstract

The main aim of this diploma thesis was to find and quantify the relationship between the intensity of backscatter from the Sentinel-1 radar data and the volume soil moisture at the level of agricultural fields. The research was conducted in three areas, in the first part there were two vegetation-free fields near the Thessaloniki (Greece), and information about soil moisture was obtained from own measurements using a thermogravimetric method. The second part drew data from the freely available ISMN database and the research was carried out on agricultural fields during the vegetation season in northwest Germany. The third part used soil moisture data from the Czech Hydrometeorological Institute (ČHMÚ) and the area of interest was two grassed areas of the airport and one agricultural field. Correlation was measured by calculating the determination coefficient and by using the linear regression an equation for calculating the soil moisture from the radar backscatter was compiled. High dependence has been confirmed when VV polarization with constant surface roughness were examined. In the case of surfaces with varying roughness and vegetation cover, only low correlation was found, similarly with using VH polarization.

Key words: radar, SAR, Sentinel-1, soil moisture, ISMN, ČHMÚ

OBSAH

1	Úvod	12
2	Úvod do problematiky SAR	14
2.1	SAR	14
2.1.1	Geometrie	15
2.1.2	Zkreslení	16
2.1.3	Polarizace	17
2.1.4	Speckle	18
2.1.5	Interakce radarového záření s povrchem	19
2.1.6	Radarový signál základních druhů povrchů	22
2.2	Citlivost SAR na vlhkost půdy	23
2.2.1	Vliv drsnosti povrchu	26
2.2.2	Ohův model	26
2.2.3	Duboisův model	28
2.2.4	IEM model	28
2.2.5	Metoda detekce změn	29
2.3	Výzkumy vlhkosti půdy na základě radarových dat	30
2.4	Sentinel-1	33
2.4.1	Módy snímání dat Sentinel-1	33
2.4.2	Produkty Sentinel-1	36
3	Zájmová území a použítá data	38
3.1	Zájmová území	38
3.1.1	Řecko	38
3.1.2	Německo	40
3.1.3	Česko	40
3.2	Použitá data	41
3.2.1	Sentinel-1	41
3.2.2	Vlastní měření vlhkosti půdy	42
3.2.3	Síť pozemních měření ISMN	43
3.2.4	ČHMÚ	44

4	Metodika	45
4.1	Výběr vhodné metodiky	45
4.2	Měření vlhkosti půdy v terénu	46
4.3	Zpracování radarových dat.....	49
4.4	Korelace vlhkosti půdy a radarových dat	51
4.5	Použitý software.....	52
5	Výsledky.....	53
5.1	Řecko	53
5.1.1	Měření vlhkosti půdy v terénu	53
5.1.2	Korelace vlhkosti a radarových dat	54
5.1.3	Ohův model	57
5.2	Německo	58
5.3	Česko	61
6	Diskuse	64
7	Závěr	68
	Seznam zdrojů	69
	Seznam příloh.....	73

PŘEHLED POUŽITÝCH ZKRATEK

AIEM	<i>Advanced Integral Equation Model</i> , teoretický model rozptylu záření
AIRSAR	<i>Airborne Synthetic Aperture Radar</i> , radar amerického Úřadu pro letectví a kosmonautiku
AMSR-E	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS</i> , mikrovlnný radiometr
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i> , radar Evropské kosmické agentury
ASCAT	<i>Advanced Scatterometer</i> , mikrovlnný radiometr
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
DEM	<i>Digital Elevation Model</i> , Digitální model terénu
DN	<i>Digital Number</i> , původní hodnoty rastru
DPZ	Dálkový průzkum Země
ERS	<i>European Remote Sensing Satellite</i> , radar Evropské kosmické agentury
ESA	<i>European Space Agency</i> , Evropská kosmická agentura
FDR	<i>Frequency Domain Reflectometry</i> , nepřímá metoda měření vlhkosti půdy
GO	<i>Geometric Optics Model</i> , teoretický model rozptylu záření
GRD	<i>Ground Range Detected</i> , produkt Sentinel-1
IEM	<i>Integral Equation Model</i> , teoretický model rozptylu záření
ISMN	<i>International Soil Moisture Network</i>
IW	<i>Interferometric Wide Swath</i> , mód snímání Sentinel-1
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i> , normalizovaný diferenční vegetační index
OCN	<i>Ocean</i> , produkt Sentinel-1
OsGeo	<i>Open Source Geospatial Foundation</i> , organizace podporující otevřený GIS
PAW	<i>Plant Available Water</i> , podíl vody dostupné rostlinám
PO	<i>Physical Optics Model</i> , teoretický model rozptylu záření
RADAR	<i>Radio Detection and Ranging</i>
RADARSAT-1	radar Kanadské kosmické agentury
RAM	<i>Random-access memory</i> , elektronická paměť
RMS	<i>Root mean square</i> , kvadratický průměr
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i> , radar se syntetickou aperturou
SIR-C	<i>Spaceborne Imaging Radar-C</i> , radar amerického Úřadu pro letectví a kosmonautiku
SLAR	<i>Side-Looking Airborne Radar</i> , radar s bočním pohledem
SLC	<i>Single Look Complex</i> , produkt Sentinel-1
SM	<i>Stripmap</i> , mód snímání Sentinel-1
SMAP	<i>Soil Moisture Active Passive</i> , satelit amerického Úřadu pro letectví a kosmonautiku
SMOS	<i>Soil Moisture and Ocean Salinity</i> , mikrovlnný radiometr

SNAP	<i>Sentinel Application Platform</i>
SNR	<i>Signal to Noise Ratio</i> , poměr signálu a šumu
SPM	<i>Small Perturbation Method</i> , teoretický model rozptylu záření
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i> , mise pro tvorbu DEM
SSH	<i>Secure Shell</i> , komunikační protokol
TDR	<i>Time Domain Reflectometry</i> , nepřímá metoda měření vlhkosti půdy
TERENO	<i>Terrestrial Environmental Observatories</i> , síť stanic měřících vlhkost půdy
TOPSAR	<i>Terrain Observation with Progressive Scans SAR</i> , technika snímání Sentinel-1
WGS84	<i>World Geodetic System 1984</i> , geodetický systém
WKT	<i>Well-known text</i> , formát vektorové geometrie
WV	<i>Wave</i> , mód snímání Sentinel-1

SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

Obrázek 1: Odraz radarového záření v závislosti na vlnové délce a typu povrchu.....	19
Obrázek 2: Diagramy odrazivosti pro různé typy povrchů	21
Obrázek 3: Naměřená dielektrická konstanta pro pět druhů půd.....	24
Obrázek 4: Závislost dielektrické konstanty půdy na teplotě.....	25
Obrázek 5: Závislost hloubky průniku záření na vlhkosti půdy a frekvenci	25
Obrázek 6: Postupový diagram pro získání s a M_v z naměřených hodnot zpětného odrazu	27
Obrázek 7: Módy snímání Sentinel-1	34
Obrázek 8: TOPSAR technika snímání Sentinel-1 dat	35
Obrázek 9: Sentinel-1. Scénář snímání 10/2016 – 5/2017	36
Obrázek 10: Poloha zájmových území v řecké části výzkumu	38
Obrázek 11: Pole A	39
Obrázek 12: Pole B	39
Obrázek 13: Poloha stanic sítě TERENO	40
Obrázek 14: Poloha vybraných stanic ČHMÚ	41
Obrázek 15: Uživatelské prostředí ISMN s možností stažení dat	43
Obrázek 16: Použité nástroje na měření vlhkosti půdy.....	48
Obrázek 17: Chladnutí vzorků v exikátoru.....	49
Obrázek 18: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole A, VV	54
Obrázek 19: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole A, VH	55
Obrázek 20: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole A, VH/VV	55
Obrázek 21: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole B, VV	56
Obrázek 22: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole B, VH	57
Obrázek 23: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole B, VH/VV	57
Obrázek 24: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Gevenich, VV	59
Obrázek 25: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Gevenich, VH	60
Obrázek 26: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Gevenich, VH/VV	60
Obrázek 27: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Ústí nad Orlicí	62
Obrázek 28: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Liberec	63
Obrázek 29: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Doksany	63
Tabulka 1: Označení jednotlivých pásem mikrovlnného záření	15
Tabulka 2: Parametry módů Sentinel-1.....	36
Tabulka 3: Rozloha výzkumných polí, Německo	40
Tabulka 4: Rozloha a typ výzkumných území, Česko	41
Tabulka 5: Použité snímky Řecko	42
Tabulka 6: Výsledky měření vlhkosti půdy v terénu	53
Tabulka 7: Koeficienty determinace, stanice TERENO.....	60
Tabulka 8: Koeficienty determinace, stanice ČHMÚ	62

1 ÚVOD

Vlhkost půdy a její rozložení v prostoru představuje důležitý parametr v mnoha hydrologických a meteorologických úlohách. Co se týče monitorování a předpovídání povodní, hraje vlhkost půdy rozhodující roli, protože určuje, kolik vody bude půda schopna pojmout a kolik vody se bude podílet na odtoku (Kornelsen a Coulibaly, 2013). V obdobích sucha naopak ovlivňuje objem vody, který je dostupný pro růst vegetace (Gao et al., 2017).

Existuje mnoho modelů, které pravidelně produkují kompletní mapy vlhkostí půdy, jako jsou například ASCAT, AMSR-E, Windsat a SMOS. Tyto produkty se ale vyznačují malým rozlišením (25 – 50 km). Přestože jsou v různých aplikacích užitečné a přesné, existují případy, kdy by bylo potřeba produktů s lepším rozlišením – na úrovni povodí či dokonce jednotlivých zemědělských polí. Taková data mohou být získána z dat radaru se syntetickou aperturou (SAR), jako je Sentinel-1. (Wagner et al., 2009)

Určování vlhkosti půdy z dat SAR je náročné, protože intenzita odraženého záření je ovlivněna též drsností povrchu a vegetací. Existují modely, které se snaží toto ovlivnění eliminovat, ale jsou více použitelné s daty nízkého rozlišení a často potřebují jako vstup více polarizací či data pořízená pod různými úhly dopadu. Další komplikací je, že SAR snímky trpí velkým šumem *speckle*.

V této práci je proto použit přístup detekce změn, který je postaven na předpokladu, že drsnost povrchu půdy a vegetace je během sledovaného období konstantní. Změny intenzity odraženého záření pak odráží pouze změny ve vlhkosti půdy.

Hlavním cílem této diplomové práce je najít a kvantifikovat souvislost mezi intenzitou odraženého záření z dat Sentinel-1 a vlhkostí půdy v měřítku na úrovni zemědělských polí. V rámci toho jsou dílčími úkoly osvojení si práce s radarovými daty Sentinel-1 a novým softwarem SNAP v prostředí *ESA Cloud Toolbox*, dále zevrubná rešerše relevantních literárních zdrojů zahrnující zhodnocení současných metod pro získání informace o vlhkosti půdy z radarových dat. Následuje navržení vhodného postupu aplikovatelného na konkrétní data Sentinel-1 a dané území a vyhodnocení přesnosti zvolené metody na základě vlastního měření vlhkosti půdy v terénu a porovnání s dalšími metodami. Součástí je též zhodnocení vhodnosti dat Sentinel-1 pro měření vlhkosti půdy na úrovni zemědělských polí.

Výzkum je rozdělen do tří částí, první vychází z vlastního měření půdy na území Řecka v blízkosti města Soluně, druhá část používá volně dostupná data o vlhkosti půdy ze sítě TERENO na území Německa v blízkosti města Aachen (Cáchy) a třetí část výzkumu je postavena na datech z území Česka získaných od ČHMÚ.

V první části diplomové práce je pojednáno o základech radarového snímání, jsou zde uvedeny techniky využívané pro určování vlhkosti půdy i konkrétní studie zabývající se daným tématem a dále je zde vyložena charakteristika radarových dat Sentinel-1. Následující kapitola se věnuje zájmovým

územím a použitým datům. V metodické části je rozebrán postup vlastního měření půdy v terénu, stejně jako metodika zpracování radarových dat a následné posouzení korelace mezi těmito měřeními. Dále jsou uvedeny výsledky ze tří částí výzkumu, které jsou v další kapitole zhodnoceny a diskutovány. V závěru práce jsou shrnuty nejdůležitější poznatky a perspektivy dalšího možného výzkumu.

2 ÚVOD DO PROBLEMATIKY SAR

2.1 SAR

Dálkový průzkum Země (DPZ) se zabývá získáváním informací o zemském povrchu, případně pak o dolních vrstvách atmosféry, či určité vrstvě sedimentů a vrstvě vodního sloupce včetně jevů a procesů, které zde probíhají, bez přímého kontaktu s nimi. Toho je docíleno pomocí měření intenzity odraženého a emitovaného elektromagnetického záření. (Dobrovolný, 1998)

Metody DPZ můžeme rozdělit na tzv. pasivní a aktivní. Pasivní metody jsou takové metody, kdy přístroj pouze přijímá záření odražené či emitované zemským povrchem. Předpokládá tak dostatečně velký přírodní zdroj záření, kterým je Slunce či zemský povrch. Pasivní metody jsou využívány například v oblasti viditelného až středního infračerveného záření. Jejich nevýhodou je závislost na denní době (v případě Slunce jako zdroje záření) a výskytu oblačnosti. (Kolář, 2008)

Aktivní metody, které používají vlastního umělého zdroje záření, do jisté míry odstraňují tyto nevýhody. Typickým příkladem aktivního snímání je radar. RADAR (zkratka z anglického *Radio Detection and Ranging*) vysílá signál k zemskému povrchu v oblasti mikrovlnného záření (1 mm – 1 m), které proniká mraky, mlhou i jemným deštěm. Záření je vysíláno v pulzech a odražený signál je opět přijímán anténou. Měří se intenzita přijaté energie a časový rozdíl mezi odesláním a příjmem pulzu. Výhodou radaru je kromě nezávislosti na počasí a denní době také vysoké rozlišení v řádu jednotek metrů. Radarové snímky nesou informaci primárně o geometrii povrchu, zejména o drsnosti povrchu a dále pak jeho vlhkosti. Radary jsou tak využívány například při průzkumu mořského ledu a oceánského vlnění, určování vlhkosti půd a biomasy. (Kolář, 2008)

Stávající radarové systémy snímají na různých vlnových délkách, jejichž rozmezí jsou pro snadnou orientaci označena písmeny uvedenými v Tabulce 1, ze které je patrné, že vlnová délka se pohybuje v intervalu od 0,75 cm do 1 m, což je značně velké rozmezí. Různé vlnové délky radarového záření mají různé vlastnosti (prostupnost atmosférou, citlivost na drsnost povrchu, průnik pod povrch), a proto jsou použitelné v různých aplikacích. Atmosférou je nejvíce ovlivňováno radarové záření s vlnovou délkou do 3 cm, i když ve srovnání s optickými systémy je toto ovlivnění malé. Oblačnost radarový signál téměř neodráží, ale srážky jsou na krátkých vlnových délkách již zachytitelné. Tohoto faktu využívají meteorologické radary monitorující oblasti s deštěm. (Dobrovolný, 1998)

Radarové systémy mohou být multispektrální, které snímají na více vlnových délkách současně, většina však pracuje pouze s jedním pásmem. Družicové radary pracují převážně v L a C pásmu, při leteckém průzkumu k nim přibývají ještě K a X pásmo. Prostorové rozlišení se zmenšuje se zvětšující vlnovou délkou. Záření s větší vlnovou délkou pronikají do větší hloubky pod povrch a jsou tak schopna získat informaci i o stavu pod povrchem, tato schopnost je však omezována vysokou půdní vlhkostí a úhlem dopadu – při velkém úhlu dopadu je pronikání sníženo. (Dobrovolný, 1998)

Tabulka 1: Označení jednotlivých pásem mikrovlnného záření (Kolář, 2008)

Označení pásma	Vlnová délka (cm)	Frekvence (GHz)
Ka	0,75 – 1,1	40 – 26,5
K	1,1 – 1,67	26,5 – 18
Ku	1,67 – 2,4	18 – 12,5
X	2,4 – 3,75	12,5 – 8
C	3,75 – 7,5	8 – 4
S	7,5 – 15	4 – 2
L	15 – 30	2 – 1
P	30 – 100	1 – 0,30

2.1.1 Geometrie

Podle geometrie snímání můžeme rozlišit radar snímající v kolmém směru k povrchu, který funguje jako výškoměr, a radar s bočním pohledem (označovaný jako SLAR – *Side Looking Airborne Radar*, protože tyto radary byly původně umísťovány zejména na letadla). (Kolář, 2008)

Díky geometrii bočního pohledu je možné z přijatého signálu sestavit radarový snímek. SLAR vysílá velmi krátké pulzy a podle doby mezi vysláním signálu a přijetím odrazu lze zjistit tzv. šikmou vzdálenost objektů. Signál od vzdálenějších objektů putuje zpět k anténě delší dobu a díky tomu jsou jednotlivé objekty rozlišitelné. (Rees, 2001)

Prostorové rozlišení je dáno délkou pulzu a šířkou paprsku antény. Délka pulzu určuje rozlišení ve směru příčném (směr kolmý na dráhu letu) a šířka paprsku určuje rozlišení ve směru podélném (směr rovnoběžný s dráhou letu, označovaný také jako směr azimutu). (Dobrovolný, 1998)

Pro příčné prostorové rozlišení platí, že radar dokáže rozlišit dva objekty, pokud jsou všechny části těchto objektů snímány jiným krátkým paprskem mikrovlnného záření. Jestliže dojde k časovému překryvu signálu, objekty nebudou rozlišitelné a zobrazí se jako jeden. Příčné rozlišení nezávisí na vzdálenosti objektu od radaru. (Dobrovolný, 1998)

Rozlišení v podélném směru závisí na šířce paprsku a s rostoucí vzdáleností od dráhy letu klesá. V rámci oblasti snímání radarem lze vymezit oblast blízkého dosahu (*near range*) blíže k nosiči a oblast vzdáleného dosahu (*far range*) dále od nosiče. Platí, že dva objekty rozlišitelné v oblasti blízkého dosahu nemusí být rozlišitelné, pokud by byly snímány v oblasti vzdáleného dosahu, neboť paprsek se s rostoucí vzdáleností rozšiřuje. (Dobrovolný, 1998)

Šířka paprsku je přímo úměrná vlnové délce vyslaného signálu a nepřímo úměrná délce antény. Pro zlepšení rozlišení tak můžeme buď prodloužit délku antény, což je ale technicky náročné, nebo použít kratších vlnových délek, které jsou však více ovlivňovány atmosférou. Tato omezení překonává radar

se syntetickou aperturou (SAR). Namísto toho, aby byla anténa fyzicky prodloužena, využívá se pohybu platformy a Dopplerova jevu. Od každého objektu se signál odráží po určitou dobu, která je dána šířkou paprsku. Během této doby radar urazí určitou vzdálenost a po celou dobu zaznamenává signál odražený od objektu, který ale vlivem Dopplerova efektu mění svoji frekvenci, díky čemuž může být objekt přesněji lokalizován. SAR tak pro správnou funkci musí zaznamenávat také fázi. Signál je následně zpracován tak, jako by byl zaznamenán anténou o stejné délce, jako je vzdálenost, jakou urazil nosič za dobu, po kterou byl snímán objekt v šíři paprsku. (Rees, 2001)

2.1.2 Zkreslení

Radarové snímky jsou kvůli rozdílnému způsobu snímání odlišné svojí geometrií od optických snímků. Geometrické zkreslení radarových snímků je dáno zejména nejednotným měřítkem v šikmém směru a zkreslením způsobeným vlivem tvaru terénu. (Dobrovolný, 1998)

Měřítkové zkreslení v příčném směru je způsobeno tím, že vzdálenosti jsou měřeny v šikmém směru, nikoliv v horizontálním. Objekt v oblasti blízkého dosahu se jeví menší než stejně velký objekt v oblasti vzdáleného dosahu. Toto zkreslení lze relativně jednoduše opravit, protože se rovnoměrně zvětšuje k oblasti vzdáleného dosahu a lze jej popsat malým počtem proměnných. U některých radarových systémů je korekce tohoto zkreslení již zahrnuta do základního zpracování přijatého signálu. (Rees, 2001)

Tvar terénu zapříčiňuje relativní přemísťování objektů ve směru kolmém na pohyb nosiče. Toto zkreslení je známé i z optického snímání, avšak zde je směr přemísťování opačný. Je to dáno tím, že radar zaznamenává vzdálenosti jednotlivých objektů od antény, oproti tomu u optických přístrojů je umístění objektů ve scéně určeno úhlem pohledu. Toto zkreslení lze rozdělit do tří základních typů: zhuštění radarového signálu (*foreshortening*), zpětný překryv (*layover*) a radarový stín (*shadow*). (Dobrovolný, 1998)

Zhuštění signálu nastane na svazích orientovaných k linii letu, a to v případě, že radarový signál doputuje dříve k základně objektu než k jeho vrcholu. Délka svahu je tak výrazně zkrácena a hory proto působí, jako by se nakláněly směrem k radaru. Výsledkem je, že na jednotku vzdálenosti je v této části snímku více odražečů a tato oblast se tak bude jevit na snímku světlá. Tento jev může být ještě zvýrazněn tím, že zpětný odraz je obvykle větší při malém místním úhlu dopadu. Na svazích s opačnou orientací dochází k opačnému jevu, kdy je signál roztažen na větší vzdálenost a na snímcích se tak projevuje tmavými odstíny. (Rees, 2001)

Zpětný překryv nastává opět na svazích orientovaných k linii letu, ovšem zde dorazí signál dříve k vrcholu než k základně objektu. Anténa tak odraz od vrcholu přijme dříve a tento signál překryje odraz od základny objektu. Zpětný překryv vzniká při snímání velmi strmých svahů a budov, při malém úhlu

dopadu, tedy zejména v oblasti blízkého dosahu. Jedná se vlastně o extrémní případ zhuštění signálu a na snímku se tento jev projevuje vizuálně podobně. (Rees, 2001)

Radarový stín vzniká na odvráceném svahu v případě, kdy ho vrchol objektu zakryje. Radarový signál proto není schopen těchto míst dosáhnout a nevrací se tak žádné echo. Na rozdíl od optických snímků se stín na radarovém snímku projeví absolutní černou barvou, neboť rozptyl mikrovlnného záření v atmosféře do oblasti stínu je zanedbatelný. Stín nejčastěji najdeme na odvrácených plochách budov a strmých svazích, při velkém úhlu dopadu, v oblasti vzdáleného dosahu tak vzniká častěji. (Rees, 2001)

2.1.3 Polarizace

Elektromagnetické záření se skládá ze dvou částí, z vektoru elektrické vlny a vektoru magnetického pole, které jsou kolmé jak samy na sebe, tak na směr šíření záření. Polarizaci záření pak definuje orientace vektoru elektrické vlny. Radarové systémy jsou schopny vysílat a přijímat signál v určité polarizaci. Polarizace vyslaného či přijímaného signálu může být vertikální (V, kolmý na povrch Země) nebo horizontální (H). Podle toho, jakou polarizaci radar vysílá a jakou přijímá, pak rozlišujeme radary s polarizací VV (vertikálně polarizovaný vyslaný i přijímaný signál), HH (horizontálně polarizovaný vyslaný i přijímaný signál), HV (horizontálně polarizovaný vyslaný a vertikálně polarizovaný přijatý signál) a VH (vertikálně polarizovaný vyslaný a horizontálně polarizovaný přijatý signál), první písmeno tak označuje vyslaný signál a druhé přijatý signál (Kolář, 2008). Některé zdroje (Ulaby et al., 1996) používají označení polarizace v obráceném pořadí, ovšem jak tito autoři uvádí, odezva v polarizaci VH a HV je díky vzájemně obrácené geometrii snímání shodná. Hodnoty zpětného odrazu (*backscatter*, též jako zpětný rozptyl) kros-polarizovaného signálu (VH a HV) jsou typicky násobně menší než hodnoty zpětného odrazu ko-polarizovaného signálu (HH a VV).

Díky tomu, že různě polarizované vlny se při odrazu na povrchu chovají jinak, lze použitím více polarizací získat více informací o snímaném objektu. Snímky jednotlivých polarizací lze skládat do RGB kompozic a pracovat s nimi podobně jako s optickými daty. Volba vhodné polarizace závisí na typu úlohy. HH polarizace je používána pro zjišťování obsahu vody v půdě, průzkum mořského ledu či detekci plavidel. VV polarizace má široké využití, například zjišťování směru a rychlosti větru pomocí sledování vlnění na vodních plochách. Kros-polarizace (VH a HV) se využívají v oblasti využití půdy a mapování stavu a objemu vegetace (Kolář, 2008). Změnu polarizace záření (z V na H, či z H na V) způsobuje několikanásobný odraz, ke kterému dochází například při odrazu od jednotlivých částí vegetace, koutových odražečů, ale i při odrazu z půdy s drsným povrchem (Srivastava et al., 2008).

2.1.4 Speckle

Na radarových snímcích se vyskytuje specifický šum zvaný *speckle*, označovaný v češtině také jako textura soli a pepře. Je to nežádoucí jev, který je způsobený vysíláním koherentního vlnění, které je potřeba k získání vyššího rozlišení v podélném směru ve snímcích SAR (Rees, 2001). V obraze tak vznikají náhodně umístěné světlé a tmavé pixely, přičemž tato textura není způsobena rozdílnou odrazivostí na ploše sousedních pixelů, jak by tomu bylo v případě pasivních optických metod. Na ploše jednoho pixelu se nachází množství malých odrazečů v různé výšce dané drsností povrchu, pokud se tyto objekty nacházejí ve stejné vzdálenosti či v přesných násobcích vlnové délky od antény radaru, odraz radarového signálu se bude sčítat, což se projeví jako velmi světlý pixel. Ve vedlejším pixelu se přitom mohou jednotlivé příspěvky skládat opačným způsobem (destruktivní interference), výsledkem bude tmavý pixel. (Dobrovolný, 1998)

Speckle nelze z radarových snímků odstranit, často je ale vhodné ho alespoň potlačit. Existují dvě hlavní metody na redukci šumu *speckle*. První metodou je tzv. *multi-looking*, který je obvykle aplikován již při snímání scény radarovým systémem.

Druhou skupinou metod redukce *speckle* je filtrování snímku. Mansourpour et al. (2006) se filtrováním radarových snímků podrobně zabývali a ve své práci uvádí nejpoužívanější filtry. Ideální metoda zachovává radiometrickou informaci, hrany mezi jednotlivými plochami i prostorovou variabilitu signálu (texturu). Filtry můžeme rozdělit na adaptivní a neadaptivní.

Neadaptivní filtry zpracovávají celý snímek naráz a jsou tak necitlivé na lokální specifické vlastnosti zpětného odrazu z daného terénu. Typickým příkladem je *Fourierova transformace*.

Adaptivní filtry upravují hodnotu pixelu na základě hodnot pixelů v jeho okolí. Fungují tak na principu pohybujícího se filtračního okna, kdy hodnota centrálního pixelu je nahrazena hodnotou nově vypočtenou různým způsobem z hodnot pixelů ve filtračním okně. Pro dobrý výsledek je zapotřebí správně zvolené velikosti okna. Průměrový a mediánový filtr jsou jednoduché metody využívané i pro jiná než radarová data. Průměrový filtr průměruje hodnoty v rámci filtračního okna, výsledek je tak výrazně vyhlazen a dochází ke ztrátě detailu a rozlišení. (Mansourpour et al., 2006)

Mediánový filtr hledá medián a odstraňuje tak výrazné odchylky. *Leeův*, *Gamma-MAP* a *Frostův* jsou příklady filtrů, které byly vyvinuty speciálně pro aplikaci na radarová data. Tyto speciální filtry odstraňují *speckle* a přitom nedegradují, či dokonce zvýrazňují hrany a lépe zachovávají rozlišení. V porovnání s průměrovým a mediánovým filtrem tak lépe zachovávají lokální charakteristiky obrazu a pro filtraci radarového obrazu jsou vhodnější. (Mansourpour et al., 2006)

Ferretti et al. (2007) uvádí další metodu odstranění *speckle*, kdy je výsledný radarový snímek složen průměrováním z více jednotlivých snímků pořízených v různém čase, či z mírně odlišných úhlů pohledu. *Speckle* může být tímto procesem výrazně redukován, míra redukce záleží na počtu vstupních snímků.

2.1.5 Interakce radarového záření s povrchem

Interakce s povrchem (případně i prostředím, kterým záření prochází) je základní předpoklad umožňující dálkový průzkum. Dobrovolný (1998) rozděluje parametry formující výsledný zpětný odraz na vnější a vnitřní následovně:

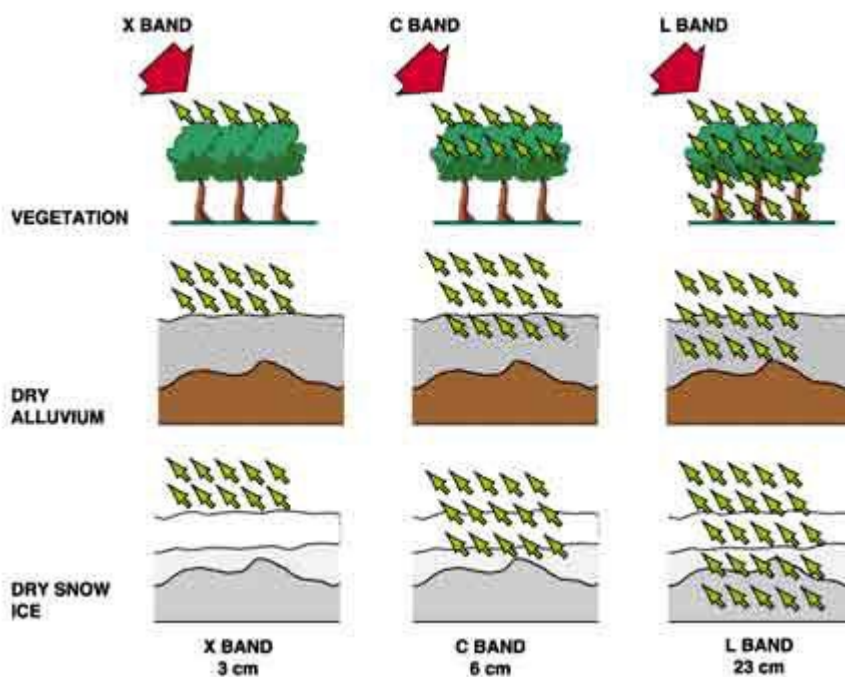
Vnitřní parametry:

- Vlnová délka radarového záření
- Polarizace
- Úhel dopadu (úhel pohledu) radarového paprsku
- Azimut dopadajícího paprsku ve smyslu jeho orientace vzhledem ke snímanému objektu

Vnější parametry:

- Drsnost povrchu a lokální úhel dopadu
- Vlhkostní poměry
- Topografie
- Dielektrické vlastnosti materiálů

Tyto parametry působí komplexně a jsou často v přímých či nepřímých korelačních vztazích. Podobně jako u optického snímání jsou charakteristiky radarového echa formovány základními druhy povrchů, jako jsou vegetační kryt, voda či půdy, horniny a minerály. Avšak na rozdíl od optického snímání nelze hovořit o určitém spektrálním chování uvedených kategorií. (Dobrovolný, 1998)



Obrázek 1: Odraz radarového záření v závislosti na vlnové délce a typu povrchu (Zdroj: ESA, 2017f)

Vlnová délka použitého radarového záření ovlivňuje zejména hloubku průniku paprsku, záření s větší vlnovou délkou prostupuje materiálem hlouběji (viz Obrázek 1), hloubka průniku je ovšem výrazně omezována přítomností vody. Při radarovém snímání lesa v pásmu X bude zpětný odraz určován pouze vrchními listy korun stromů, naopak při použití L pásma radarový signál listy projde a ponese informaci i o větvích, případně kmenu stromu. Vlnová délka dále určuje, do jaké míry je signál zeslabován atmosférou, delší vlnové délky prostupují atmosférou bez ovlivnění. (ESA, 2017f)

Zvolená polarizace opět ovlivňuje hloubku průniku. V některých případech dokáže rozdílná polarizace poskytnout informaci o rozdílných vrstvách objektu (např. zaplavená vegetace). Polarizace může také dát informaci o formě a orientaci dílčích odražečů, které tvoří objekt. Vícenásobný odraz má tendenci depolarizovat záření, a proto je u povrchů, na kterých proběhne vícenásobný odraz, větší hodnota kros-polarizovaného signálu (ESA, 2017f). Depolarizace tak svědčí o drsnosti povrchu, o vlastnostech uvnitř vrstvy vegetace či o pronikání záření do vrstev sedimentů. (Dobrovolný, 1998)

V případě rovného terénu je úhel dopadu rovný úhlu pohledu. Úhel dopadu výrazně ovlivňuje výsledný radarový obrazový záznam, kvůli efektům zhuštění radarového signálu, zpětného překryvu a radarového stínu popsaným výše v kapitole Zkreslení. Radarové echo je silné v případě snímání hladkého povrchu pod malým úhlem dopadu, v případě relativně drsných povrchů je zpětný odraz naopak silnější při velkém úhlu pohledu. (Dobrovolný, 1998)

Vzájemnou orientaci dopadajícího radarového záření a objektů na povrchu určuje azimut. Hodnoty echa se mohou s rozdílným azimutem i výrazně lišit, a to zejména u objektů uspořádaných do linií. Patří mezi ně některé zemědělské plodiny, zoraná půda či síť ulic v zástavbě. Pokud radarový paprsek dopadá kolmo na liniové struktury, je zpětný odraz násobně větší než v opačném případě, kdy jsou linie s radarovým paprskem vzájemně rovnoběžné. Rozdílný azimut tak může při snímání stejné scény potlačovat a zvýrazňovat různé jevy v závislosti na jejich orientaci. (Dobrovolný, 1998)

Vedle výše zmíněných charakteristik radarového záření je zpětný odraz ovlivňován geometrickými a elektrickými vlastnostmi povrchu, na který záření dopadá. Drsnost povrchu je relativní v závislosti na vlnové délce a úhlu dopadu. Lze ji popsat pomocí Rayleighova kritéria, které povrch označuje za hladký, pokud:

$$h < \frac{\lambda}{8 * \cos \theta}$$

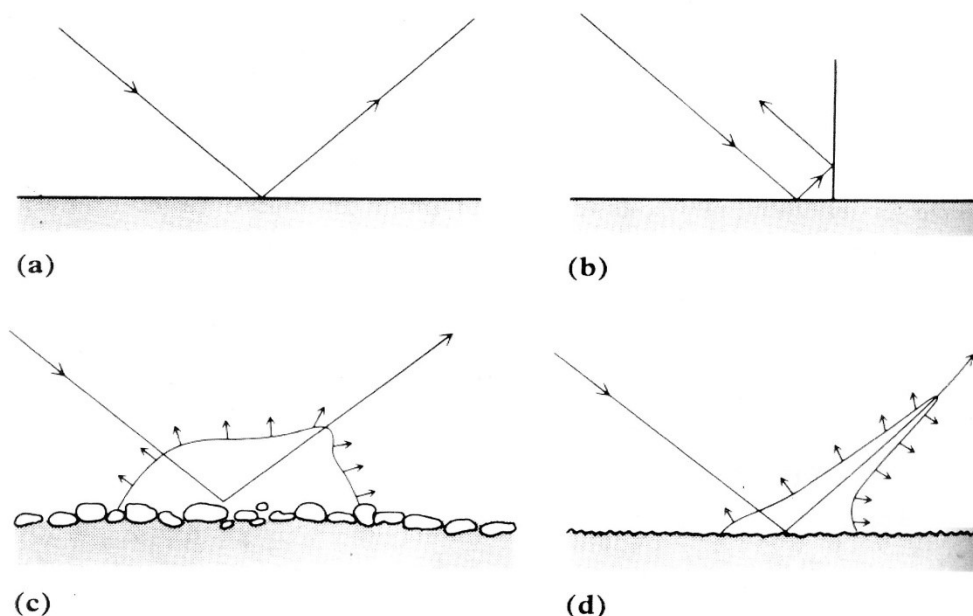
kde h je průměrný rozdíl výšek povrchu, λ je vlnová délka a θ je úhel dopadu. V opačném případě je povrch považován za drsný (ESA, 2017f). Kolář (2008) uvádí ještě jiné kritérium pro drsný povrch takto:

$$h > \frac{\lambda}{4 * \cos \theta}$$

přičemž hladký povrch musí splnit podmínku:

$$h < \frac{\lambda}{25 * \cos \theta}$$

Stejný povrch se tak v závislosti na vlnové délce může jevit jako hladký či drsný. V závislosti na drsnosti povrchu pak rozlišujeme tři základní typy odražečů. Drsný povrch se chová jako difuzní odražeč, kde je záření rovnoměrně rozptýleno do všech směrů a část se tedy vrací k vysílači. Hladký povrch představuje zrcadlový odražeč, kde se většina záření odrazí opačným směrem od radaru a anténa tak zachytí jen slabé echo. Nutno podotknout, že v přírodě se většinou nevyskytují ideálně hladké či drsné povrchy, a proto se často jedná o přechodné refraktory. Třetím, speciálním případem je koutový odražeč, kde je silné zpětné echo způsobeno dvojitým odrazem na hladkých površích, které jsou na sebe přibližně kolmé. Jedná se typicky o budovy, které se v závislosti na orientaci mohou jevit na snímku velmi rozdílně (Kolář, 2008). Základní typy odražečů ilustruje Obrázek 2. Při odrazu z vegetace se paprsek neodráží pouze z vrchní vrstvy, ale částečně prostupuje a odrazí se i od dalších vrstev vegetace, stonků, kmenů, případně i od půdy. Jedná se tak o odraz z vrstvy (*volume scattering*), při němž dochází k několikanásobnému odrazu a s tím spojené depolarizaci. (Dobrovolný, 1998)



Obrázek 2: Diagramy odrazivosti pro různé typy povrchů (Zdroj: Kolář, 2008) a) zrcadlový odražeč, b) koutový odražeč, c) difuzní odražeč, d) hladký povrch s malým difuzním odrazem zpět

Lokální úhel dopadu, který souvisí i s drsností povrchu, je úhel, který svírá paprsek záření a normála povrchu v bodě dopadu záření. Změny v lokálním úhlu dopadu způsobují silný odraz od částí objektů orientovaných přibližně kolmo na směr záření a způsobují radarový stín na místech, kam žádné záření nedopadá. (Raney, 1998)

Dielektrická konstanta je měřítkem elektrických vlastností objektů na povrchu. Skládá se ze dvou částí, z permitivity a konduktivity, které jsou obě závislé na obsahu vlhkosti v materiálu. V mikrovlnném pásmu se dielektrická konstanta v suchých podmínkách pohybuje mezi 3 až 8. Oproti tomu voda má dielektrickou konstantu okolo 80. Kvůli tomu zvýšení vlhkosti materiálu vyvolá relativně velké

zvýšení dielektrické konstanty, což následně způsobí i větší zpětný odraz radarového záření. Vliv vlhkosti půdy na radarové záření podrobně rozebírá kapitola 2.2. Obsah vlhkosti také výrazně omezuje průnik záření materiálem. (ESA, 2017f)

2.1.6 Radarový signál základních druhů povrchů

Intenzita zpětného odrazu radarového záření je určena kombinovaným vlivem především vlnové délky, drsnosti povrchu a vlhkosti materiálu (viz výše). Z tohoto důvodu je obtížné popsat typický radarový signál z různých druhů povrchu, protože například oproti optickému snímání je méně závislý na složení materiálu. I přesto lze k určitým povrchům přiřadit charakteristické radarové echo. (Kolář, 2008)

Radarový odraz od vegetace je značně složitý. Obecně lze říci, že pro zjišťování vegetace jsou vhodné kratší vlnové délky (2 – 6 cm), které se intenzivně odrážejí od vrchních částí vegetace a projeví se tak světlými plochami v obraze. Zalesněná území i zemědělská pole se v různých vlnových délkách mohou zobrazit velmi odlišně. Intenzitu zpětného odrazu dále ovlivňuje vlhkost, suchá vegetace se projeví tmavšími odstíny než vlhká. Ko-polarizovaný signál proniká vegetací daleko více než kros-polarizovaný. Plodiny uspořádané do řad rovnoběžných s drahou letu odráží více záření. (Dobrovolný, 1998)

Klidné vodní plochy se chovají jako zrcadlový odražeč a v obraze se tak projeví jako tmavé plochy. Rozdíl nastává, pokud je hladina čerena větrem, kdy se některé plochy dostanou do kolmé orientace k radaru a odraz směrem k anténě tak výrazně vzroste. Největšího echa je dosaženo, pokud je směr větru kolmý na směr letu nosiče (radarové paprsky jsou tak kolmé na linii vln). Tohoto faktu lze využít pro získávání informace o proudění vzduchu nad povrchem moří a oceánů. Zpětný odraz od mořského ledu závisí na jeho prostorovém uspořádání a dielektrických vlastnostech. Intenzitu ovlivňuje také stáří, přítomnost sněhové pokrývky a nerovností na povrchu či teplota. (Kolář, 2008)

Radarový signál půdy je určován zejména přítomností vody a drsností povrchu. Vlhká půda odráží více záření než suchá. S rostoucí vlnovou délkou klesá vliv drsnosti a vlhkost je tak více patrná. (Dobrovolný, 1998)

Městská zástavba je komplikovaným odražečem, který se vyznačuje velkým množstvím objektů, jež se chovají jako koutové odražeče. Na snímku se jedná o velice světlé a relativně malé body. Zdi budov a železobetonové konstrukce odráží podstatnou část záření zpět k radaru a vyznačují se světlými odstíny v obraze. V zástavbě se ale často nachází i plochy vegetace, a tak echo od urbanistických zón je značně členité. (Kolář, 2008)

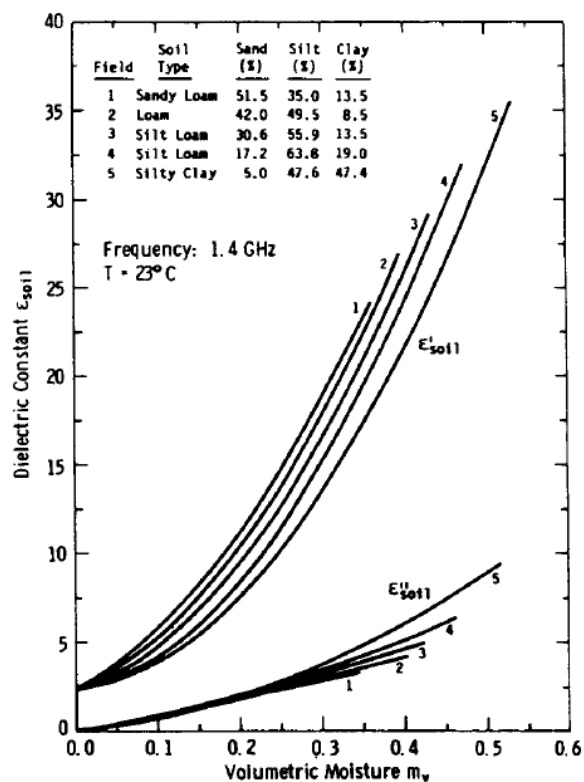
2.2 Citlivost SAR na vlhkost půdy

Citlivost radarového snímání na vlhkost půdy je dlouho známým a popsáním fenoménem. Její využití pro mapování vlhkosti půdy však dlouho omezoval fakt, že zpětný odraz je též závislý na drsnosti povrchu a vegetačním krytu. Zpočátku se výzkum zabýval nalezením konfigurace (vlnová délka, úhel dopadu, polarizace), kde by byl vliv vlhkosti půdy maximalizován a ostatní vlivy minimalizovány. Nejlepších výsledků bylo dosahováno při velmi malých hodnotách úhlu dopadu ($10^\circ - 20^\circ$), což znemožňovalo získávat snímky s dostatečným rozlišením v horizontálním směru. Navíc tak nebyly dostatečně odstraněny ani ostatní vlivy. (Dobson a Ulaby, 1998)

Pokud je intenzita zpětného odrazu závislá na více proměnných, je nutné buď použít radarová data s více kanály (s rozdílnými vlnovými délkami, úhly dopadu či polarizací), nebo využít multitemporálního přístupu pro odhad proměnných. Ani tak ale není zaručeno, že postup bude úspěšný. (Dobson a Ulaby, 1998)

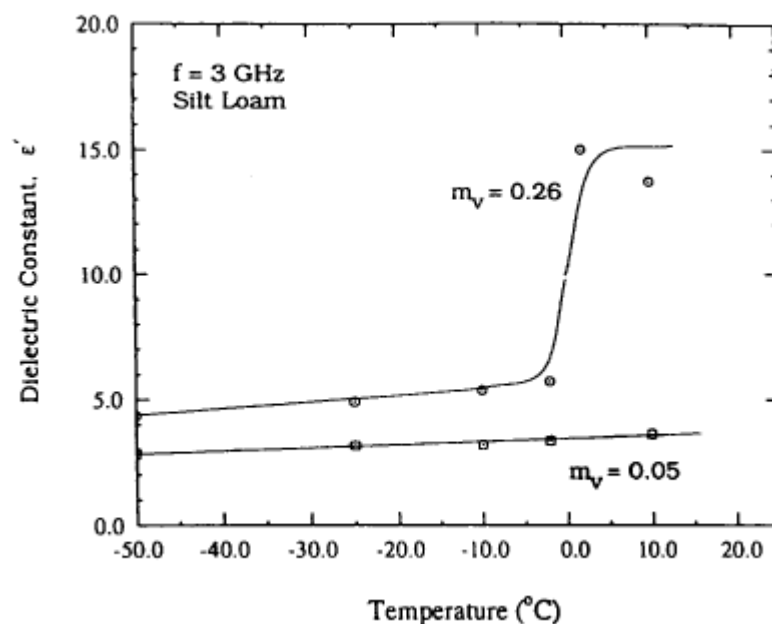
Rozptyl radarového záření na holé půdě je určen dvěma faktory. Jsou jimi drsnost povrchu a dielektrické vlastnosti půdy. Obecně lze říci, že geometrické vlastnosti povrchu ovlivňují směr odraženého záření, zatímco dielektrické vlastnosti ovlivňují, jak velká část záření bude odražena či pohlcena, případně hmotou projde. Průměrné dielektrické vlastnosti půdy pak závisí převážně na vlhkosti, dále pak na hustotě, velikosti částic a jejich rozmístění, minerálním složení a chemii obsažených tekutin. (Dobson a Ulaby, 1998)

Obrázek 3 ukazuje naměřené hodnoty dielektrické konstanty pro pět druhů půd. Je z něj patrné, že určujícím faktorem, který ovlivňuje hodnotu dielektrické konstanty, je právě vlhkost půdy. To je dáno tím, že dielektrická konstanta vody (v tekutém stavu) je mnohonásobně větší než dielektrická konstanta suché půdy (Ulaby et al., 1996). Rozdílné hodnoty pro různé druhy půd jsou dány rozdílnou velikostí částic půdy. Pískovité půdy mají větší částice a díky tomu větší podíl nevázané vody. Naproti tomu u jílovitých půd (kde jsou částice násobně menší a tím pádem celkový povrch větší) je větší podíl vody vázan na povrch částic, kde jsou dipóly molekul vody imobilizovány a neinteragují tak s radarovým zářením. Hodnoty zpětného odrazu tak korelují spíše s objemem nevázané vody než s vlhkostí půdy jako takovou. (Kornelsen a Coulibaly, 2013)



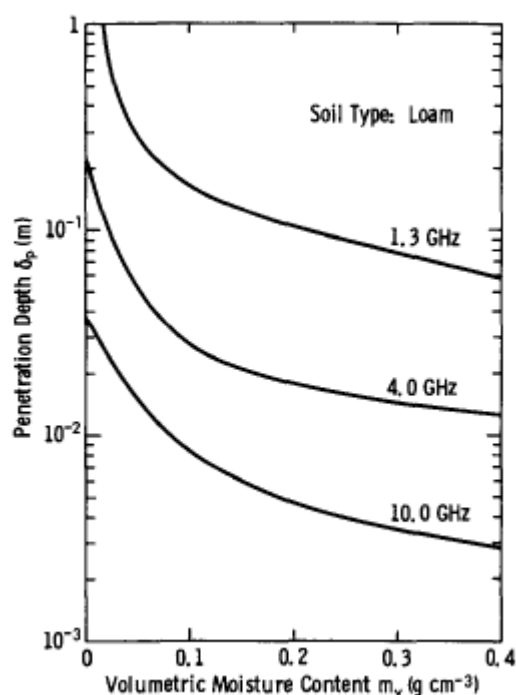
Obrázek 3: Naměřená dielektrická konstanta pro pět druhů půd (Zdroj: Ulaby et al., 1986 in Ulaby et al., 1996)

Dielektrická konstanta půdy se mění se změnou teploty jen velmi nepatrně. Výjimku však tvoří přechod přes bod mrazu, kdy se voda obsažená v půdě mění v led a jeho dielektrická konstanta se blíží k hodnotám suché půdy. To dobře ilustruje Obrázek 4, kde je zároveň patrné, že pokud je vlhkost půdy dostatečně nízká, nepromítne se změna skupenství vody do změny dielektrické konstanty půdy. (Ulaby et al., 1996)



Obrázek 4: Závislost dielektrické konstanty půdy na teplotě (Zdroj: Ulaby et al., 1996)

Hloubka, do jaké v půdě proniká radarové záření, je závislá na frekvenci a vlhkosti půdy (viz Obrázek 5). Určení této hloubky je důležité, protože tato vrstva určuje intenzitu odraženého záření. Jedná se tak o hloubku, do jaké ještě vlhkost půdy ovlivňuje radarem naměřené hodnoty. Přičemž však nelze říci, že radar měří průměrnou vlhkost v této vrstvě, protože rovněž závisí na tom, jak se vlhkost mění s hloubkou (Ulaby et al., 1996). Tito autoři uvádějí, že pro radar snímající v pásmu L lze hloubku průniku záření aproximovat na 5 cm.



Obrázek 5: Závislost hloubky průniku záření na vlhkosti půdy a frekvenci (Zdroj: Ulaby et al., 1996)

2.2.1 Vliv drsnosti povrchu

Při interakci radarového záření s povrchem je část záření pohlcena, zbytek záření je povrchem odražen. Z toho je část záření odražena zrcadlově a část rozptýlena do všech směrů – část z toho se vrací k radaru jako zpětný odraz. Poměr mezi zářením zrcadlově odraženým a rozptýleným určuje drsnost povrchu. Čím je drsnost větší, tím se zrcadlový odraz zmenšuje a v důsledku toho se zpětný odraz zvětšuje. (Kornelsen a Coulibaly, 2013)

Dobson a Ulaby (1998) uvádí přehled tří základních teoretických modelů rozptylu záření při interakci s povrchem půdy. Jsou jimi *Small Perturbation Method* (SPM) pro relativně hladký povrch, *Physical Optics Model* (PO) pro středně drsné povrchy a *Geometric Optics Model* (GO) pro drsné povrchy. Tyto modely popisují povrch pomocí dvou neznámých, první je kvadratický průměr výšky povrchu (*RMS surface height*; označována s), druhou pak délka korelace (*correlation length*; označována l). Autoři dále navrhnou semi-empirický model, který používá jako vstup pouze parametr s . Jak však uvádí Kornelsen a Coulibaly (2013), je známo, že tyto modely fungují dobře v laboratorním prostředí, ale aplikace na přírodní podmínky v terénu je složitá, zejména kvůli nemožnosti přesně charakterizovat přírodní povrch.

Dalším aspektem, který komplikuje modelování drsnosti povrchu, je to, že radarové záření proniká pod povrch půdy a jako drsnost je tak nutné považovat i nehomogenity nacházející se pod povrchem. (Kornelsen a Coulibaly, 2013)

2.2.2 Ohův model

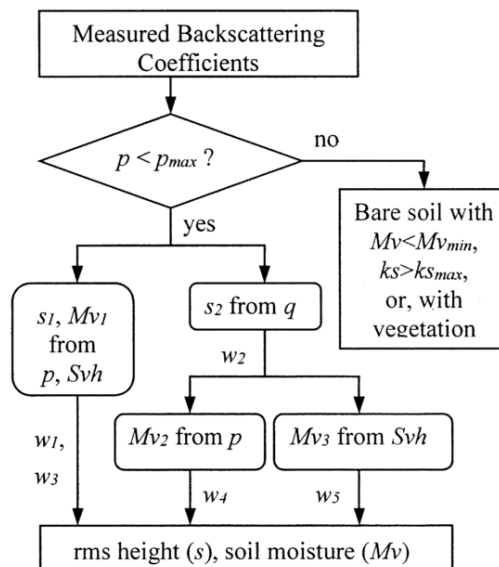
Jedná se o semi-empirický model modelující zpětný odraz radarového záření z povrchu holé půdy. Je založen na výzkumu polarizačních poměrů. Původní model (Oh et al., 1992) byl postupně aktualizován, vývoj přehledně uvádí Kornelsen a Coulibaly (2013). Nejnovější verze (Oh, 2004) vypouští jako proměnnou l , protože autor našel jen malou citlivost na tento parametr, navíc je měření v terénu značně obtížné. Model pro výpočet ko-polarizačního poměru p ($= \sigma_{hh}^0 / \sigma_{vv}^0$), kros-polarizačního poměru q ($= \sigma_{vh}^0 / \sigma_{vv}^0$) a σ_{vh}^0 využívá těchto rovnic (Oh, 2004):

$$\sigma_{vh}^0 = 0,11 M_v^{0,7} (\cos \theta)^{2,2} [1 - \exp(-0,32(ks)^{1,8})]$$

$$p \equiv \frac{\sigma_{hh}^0}{\sigma_{vv}^0} = 1 - \left(\frac{0}{90^\circ}\right)^{0,35 M_v^{-0,65}} \cdot e^{-0,4(ks)^{1,4}}$$

$$q \equiv \frac{\sigma_{vh}^0}{\sigma_{vv}^0} = 0,095(0,13 + \sin 1,5\theta)^{1,4} \{1 - \exp[-1,3(ks)^{0,9}]\}$$

kde M_v je objemová vlhkost půdy, s kvadratický průměr výšky povrchu, θ úhel dopadu a $k=2\pi/\lambda$. Z těchto rovnic pak lze úpravou získat algoritmus pro odhad s a M_v z naměřených σ_{vv}^0 , σ_{hh}^0 a σ_{vh}^0 . Z první dvou rovnic je možno pro daný úhel dopadu a frekvenci sestavit vyhledávací tabulku (*Look-up table*) pro výpočet s a M_v z σ_{vh}^0 a p . (Oh, 2004)



Obrázek 6: Postupový diagram pro získání s a Mv z naměřených hodnot zpětného odrazu (Oh, 2004)

Poslední rovnice může pomoci při zpřesňování výpočtu. Z ní samotné lze spočítat ks a Mv lze pak získat dosazením ks do první či druhé rovnice. Obrázek 6 ukazuje diagram pro celý model. Hodnota p se blíží 0 dB pro velmi suché a velmi drsné povrchy, mimo to řídká vegetace může zapříčinit p dokonce větší než 0 dB. Proto jsou do výpočtu zařazeny jen hodnoty splňující $p < p_{max}$, kde p_{max} je spočten s maximálním s (5,5 cm) a minimálním Mv (0,01 cm³/cm³); pro $f = 5,3$ a $\theta = 10^\circ$ je p_{max} roven 0 dB. Dále jsou vypočteny primární odhady pro s (s_1) a Mv (Mv_1) z rovnic pro p a σ_{vh}^0 . Další odhad s (s_2) je vypočten z rovnice pro q a tato hodnota s_2 pak může být vložena do rovnic pro p a σ_{vh}^0 pro získání Mv_2 a Mv_3 . Výpočty jsou dále průměrovány následovně (Oh, 2004):

$$s = \frac{(w_1 s_1 + w_2 s_2)}{(w_1 + w_2)}$$

$$M_v = \frac{(w_3 M_{v1} + w_4 M_{v2} + w_5 M_{v3})}{(w_3 + w_4 + w_5)}$$

kde $w_1=1$, $w_2=1/4$, $w_3=1$, $w_4=1$ a $w_5=1$. Tyto váhy byly autorem odvozeny empiricky na základě porovnání korelačních koeficientů mezi naměřenými a vypočtenými hodnotami pro různé váhy. Autor dále používá pro zpřesnění průměrování dat multifrekvenčních a dat pořízených s různými úhly dopadu. Model nejlépe funguje pro holé půdy bez vegetace, kde $ks < 3,5$ a $Mv > [-6,286/\ln(\theta/90)]^{-1,538}$ (Oh, 2004). Jak uvádí Kornelsen a Coulibaly (2013), model byl aplikován v celé řadě studií s rozdílnými výsledky, v některých pak byly zaváděny opravné koeficienty.

2.2.3 Duboisův model

Podobně jako Ohův model je to semi-empirický model pro výpočet radarového zpětného odrazu. Následující rovnice pro σ_{hh}^0 a σ_{vv}^0 byly empiricky odvozeny z datasetů dvou radarů LCX POLARSCAT a RASAM (Dubois et al., 1995):

$$\sigma_{hh}^0 = 10^{-2,75} \frac{\cos \theta^{1,5}}{\sin \theta^5} 10^{0,28 \varepsilon \tan \theta} (kh \sin \theta)^{1,4} \lambda^{0,7}$$

$$\sigma_{vv}^0 = 10^{-2,35} \frac{\cos \theta^3}{\sin \theta^3} 10^{0,46 \varepsilon \tan \theta} (kh \sin \theta)^{1,1} \lambda^{0,7}$$

kde ε je reálná část dielektrické konstanty a h je RMS výšky povrchu. Model využívá pouze ko-polarizovaných kanálů a díky tomu je podle autorů méně náchylný na vliv vegetačního krytu, protože kros-polarizovaný kanál je kvůli vícenásobnému odrazu více citlivý na vegetaci. Ko-polarizované kanály také mají větší poměr signálu k šumu (SNR) (Dubois et al., 1995). Stejně jako Ohův model je i tento často využíván v různých studiích zabývajících se získáváním informace o vlhkosti půdy, některé z nich uvádí Kornelsen a Coulibaly (2013).

2.2.4 IEM model

IEM (*Integral Equation Model*) je nejznámější a nejvíce používaný teoretický model zpětného odrazu. Jak uvádí Kornelsen a Coulibaly (2013), modely jako SMP a GO lze pomocí IEM aproximovat a lze je tak považovat za speciální případy IEM. Model byl uveden v roce 1992 a od té doby byl pravidelně vylepšován. Model dokáže simulovat jak ko-polarizovaný, tak kros-polarizovaný zpětný odraz pro danou frekvenci a úhel dopadu. Povrch je parametrizován pomocí RMS výšky povrchu, délkou korelace, autokorelační funkcí ACF a dielektrickou konstantou půdy. Fung a Chen (2010) podrobně rozebírají jednotlivé variace IEM a jejich aplikovatelnost. Autory nazývaný zjednodušený IEM model je definovaný následujícími rovnicemi:

$$\sigma_{pp}^0 = \frac{k^2}{4\pi} \exp[-2k^2 \sigma^2 \cos^2 \theta] \sum_{n=1}^{\infty} |I_{pp}^n|^2 \frac{w^{(n)}(2k \sin \theta, 0)}{n!}$$

kde: $I_{pp}^n = (2k\sigma \cos \theta)^n f_{pp} \exp[-k^2 \sigma^2 \cos^2 \theta] + (k\sigma \cos \theta)^n F_{pp}$, $p = v, h$

$$f_{vv} = \frac{2R_v}{\cos \theta}, f_{hh} = \frac{-2R_h}{\cos \theta}, T_p = 1 + R_p, T_{pm} = 1 - R_p, \quad sq = \sqrt{\mu_r \varepsilon_r - \sin^2 \theta}$$

$$F_{vv} = \left(\frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta} - \frac{sq}{\varepsilon_r} \right) T_v^2 - 2\sin^2 \theta \left(\frac{1}{\cos \theta} + \frac{1}{sq} \right) T_v T_{vm} + \left(\frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta} + \frac{\varepsilon_r(1 + \sin^2 \theta)}{sq} \right) T_{vm}^2$$

$$F_{hh} = - \left[\left(\frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta} - \frac{sq}{\mu_r} \right) T_h^2 - 2 \sin^2 \theta \left(\frac{1}{\cos \theta} + \frac{1}{sq} \right) T_h T_{hm} + \left(\frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta} + \frac{\mu_r (1 + \sin^2 \theta)}{sq} \right) T_{hm}^2 \right]$$

$$w^{(n)}(\kappa, \varphi) = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \rho^n(r, \phi) e^{-j\kappa r \cos(\varphi - \phi)} r dr d\phi$$

Srovnání jednotlivých verzí IEM ukazuje, že při VV polarizaci pro hladké povrchy původní IEM dobře reprezentuje zpětný odraz. AIEM (*Advanced IEM*) je vhodnější pro HH polarizaci při větší drsnosti povrchu a větším úhlu dopadu, protože v těchto podmínkách začíná být důležitý vícenásobný odraz. AIEM je výpočetně náročnější, ale lépe modeluje zpětný odraz. (Kornelsen a Coulibaly, 2013)

Získání informace o vlhkosti půdy z IEM je složité, protože naměřený zpětný odraz se nutně nechová tak, jak model předpovídá. Chyby jsou často přisuzovány špatné parametrizaci povrchu. Zde je nutné podotknout, že IEM modeluje pouze interakci záření s povrchem, nikoliv rozptyl pod povrchem půdy. Pokud je půda suchá, dielektrická konstanta je nízká a záření tak proniká do větší hloubky, efekt rozptylu pod povrchem se zvyšuje. V tomto případě může IEM nadhodnocovat zpětný odraz z povrchu. (Kornelsen a Coulibaly, 2013)

2.2.5 Metoda detekce změn

Získání informace o vlhkosti půdy naráží na problém, že různé kombinace drsnosti povrchu a dielektrické konstanty mohou vytvořit shodnou hodnotu zpětného odrazu. Metoda detekce změn odstraňuje vliv drsnosti povrchu pomocí předpokladu, že proměnné popisující povrch jsou během zkoumaného času konstantní. Díky tomu je pak možné najít jednoduchý vztah mezi zpětným odrazem a vlhkostí půdy. Jako první se volí snímek při suchých podmínkách. Vliv vlhkosti půdy může být v tomto případě zanedbán a zpětný odraz je tak funkcí pouze drsnosti povrchu. Ten pak může být odečten od dalších snímků a vliv drsnosti povrchu se tak eliminuje. Výsledný vztah pak vypadá následovně:

$$\sigma_{soil} - \sigma_{dry} \approx \alpha M_v$$

kde σ_{dry} je velikost zpětného odrazu v suchých podmínkách. (Kornelsen a Coulibaly, 2013)

Nevýhodou této metody je, že snímky musí být získány po sobě v relativně malém časovém horizontu a s podobnou geometrií snímání. Dále, a to zejména při mapování v malých měřících, je nutné počítat s tím, že eroze a zemědělské činnosti mohou změnit parametry povrchu a narušit tak podmínku konstantního povrchu. (Kornelsen a Coulibaly, 2013)

2.3 Výzkumy vlhkosti půdy na základě radarových dat

Vlivem (a případně jeho modelováním) vlhkosti půdy na zpětný odraz radarového signálu se zabývá mnoho studií. Autoři pracují s různými daty radarového snímání a používají různé přístupy a modely. Na následujících řádcích jsou uvedeny některé z nich.

Jak uvádí Wagner et al. (2009), určování vlhkosti půdy z radarových dat komplikuje vliv drsnosti povrchu a vegetačního krytu. K uspokojivému určení vlhkosti půdy zatím dochází pouze v malých měřítkách (25 – 50 km), v měřítku v řádu jednotlivých zemědělských polí je to stále problém. Mezi nejvíce slibné metody autoři považují detekci změn (*change detection*), kde dochází k odečítání SAR snímku od referenčního snímku. Vychází se přitom z předpokladu, že v rámci krátkého časového horizontu je drsnost povrchu a vegetační kryt konstantní a změna v odraženém záření tak odráží pouze změnu vlhkosti půdy. I tato metoda však lépe funguje pro satelitní snímky s malým rozlišením. Pro mapování vlhkosti půdy z dat Sentinel-1 autoři navrhují využít metodu již použitou pro data ASAR GM (Pathe et al., 2009), která je založena na principu detekce změn a nevyžaduje žádná doplňková data. Sentinel-1 má násobně lepší prostorové rozlišení než ASAR GM, při větším rozlišení ale stoupá vliv drsnosti povrchu a vegetace. Autoři proto navrhují průměrování radarových snímků na stejné rozlišení, jako má Envisat ASAR GM, tj. 1 km.

Agregovat data Sentinel-1 do 1 km pixelu za účelem zvýšení radiometrické přesnosti navrhují i Hornáček et al. (2012), kteří pro mapování vlhkosti půdy shodně navrhují využít *change detection* metody použité pro Envisat ASAR. Ve své práci se zabývají zautomatizováním tvorby mapových produktů vlhkosti půdy pro dlouhodobé časové řady.

Ulaby et al. (1996) dokázali pro holou půdu (s vegetací nižší než 15 cm) určit z dat AIRSAR a SIR-C vlhkost půdy ve vrchních 5 cm s RMS chybou 3,5 %. Nejprve scény klasifikovali do čtyř typů: holé povrchy, nízká vegetace, vysoká vegetace a zástavba. První dva typy pak vstupovaly do Duboisova modelu, který využívá polarizací VV a HH.

Autoři Kasischke et al. (2009) zkoumali vliv vlhkosti půdy a úrovně hladiny vody na velikost zpětného odrazu na příkladu pěti mokřadů na Aljašce, výzkum probíhal v třítydenním období v roce 2007. Použili data ERS (pásmo C) a hodnoty zpětného odrazu průměrovali v rámci polygonu každého území. Vlhkost půdy byla měřena na každém území v několika bodech pomocí nástroje *ThetaProbe*, který funguje na principu TDR (*Time Domain Reflectometry*). Dospěli k závěru, že vlhkost půdy pozitivně ovlivňuje zpětný odraz zejména tam, kde je nízká vegetace, zatímco výška hladiny vody jej ovlivňuje negativně. V zalesněných částech korelaci mezi vlhkostí půdy a velikostí zpětného odrazu nenašli.

Odstranit vliv drsnosti povrchu při určování vlhkosti půdy se ve své práci snažili Srivastava et al. (2003). Použili data RADARSAT-1 ze zemědělského území v severní Indii, které bylo nasnímáno vícekrát pod různými úhly dopadu. Terénní data o vlhkosti půdy byla získána gravimetrickou metodou. Bylo prokázáno, že podíl v odrazivosti mezi daty pořízenými pod malým úhlem dopadu a daty pořízenými

pod velkým úhlem dopadu je pro hladká pole 9 dB, zatímco pro pole s hrubým povrchem jen 3.5 dB (Oh et al., 1992). Toho autoři využili a do výpočtu tento podíl zahrnuli. Model byl založen na regresní analýze, a zatímco při použití pouze dat pořízených pod malým úhlem dopadu byl korelační koeficient 0,79, při zahrnutí podílu stoupl na 0,93, což ukazuje na relativně velké zpřesnění při použití dat s více úhly dopadu.

Srivastava et al. (2008) navázali na výše zmíněnou studii výzkumem, který se zabýval získáním informace o drsnosti povrchu pouze z radarových dat bez znalosti rozdělení této drsnosti. Použili dat Envisat ASAR s polarizacemi VV a VH. Právě snímání ve více polarizacích jim umožnilo využít kros-polarizační poměr ($\sigma_{vh}^0/\sigma_{vv}^0$), známý z Ohova modelu (Oh et al., 1992). Tento kros-polarizační poměr byl korelován s RMS výšky povrchu a korelační koeficient (0,74) autorům potvrdil, že se jedná o dobrý indikátor drsnosti povrchu, při použití pouze σ_{vv}^0 a σ_{vh}^0 dosahoval totiž korelační koeficient pouze 0,16 a 0,63. Ačkoliv se tato studie nezabývá přímo vlhkostí půdy, určení drsnosti povrchu je důležité, protože následně může být snadněji odstraněn její vliv.

Chauhan a Srivastava (2016) zkoumali citlivost multi-polarizovaných radarových dat na různé třídy krajinného pokryvu. Mimo jiné zjistili, že VH polarizace má malý potenciál pro získání informace o vlhkosti půdy, protože je více citlivá na geometrické uspořádání a vegetaci.

Modelováním vlhkosti půdy za použití dat Sentinel-1 společně s optickými daty Sentinel-2 se ve své práci zabývali Gao et al. (2017), kteří porovnávali dvě navržené metody. Prostorové rozlišení snížili na 100 m, kvůli zmenšení nejistoty způsobené různými typy heterogenity v zemědělských oblastech, jako jsou lokální změny drsnosti či různá vegetace, a také tím minimalizovali vliv šumu *speckle*. Obě metody lze zařadit do *change detection* skupiny, první využívá co nejdelší časové řady snímků, ze které jsou spočteny statistiky, druhá metoda analyzuje změny ve dvou po sobě jdoucích snímcích. V obou případech jsou radarová data kombinována s NDVI, a pozemní data nejsou nezbytná. Metody byly aplikovány na čtvercové území o straně 20 km v severním Španělsku, kde více než 80 % plochy je zemědělsky využíváno. Našli lineární závislost mezi radarovým signálem ve VV polarizaci a objemovou vlhkostí půdy až do $Mv_{max} = 32$ %, přičemž při vysokých hodnotách vlhkosti půdy byly chyby větší. Po porovnání s in-situ daty se ukázala být přesnější druhá metoda, kde RMS chyba dosahovala $0,059 \text{ m}^3 / \text{m}^3$.

Využití kombinace s optickými daty, konkrétně NDVI se zabývali také Santi et al. (2013) na území v severní Itálii v povodí řeky Scrivia. Na data ENVISAT/ASAR s polarizacemi HH, VH a VV byla aplikován algoritmus *neuronových sítí*. V době snímání radarových dat byl zároveň prováděn výzkum v terénu, kde byla měřena vlhkost půdy pomocí TDR sond, parametry drsnosti povrchu a také byla detailně charakterizována vegetace. Porovnání s in-situ daty ukázalo dobrý výsledek, kdy se přesnost algoritmu pohybovala do $0,04 \text{ m}^3 / \text{m}^3$. Autoři též upozorňují, že radar dokáže měřit vlhkost půdy spolehlivě jen ve vrchní vrstvě půdy, přičemž situace ve větších hloubkách může být značně odlišná. Tento fakt omezuje využití SAR dat v hydrologických modelech.

El Hajj et al. (2014) hodnotili závislost radarových dat (*TerraSAR-X* a *COSMO-SkyMed*; polarizace HH a HV) na vlhkosti půdy a parametrech vegetace pomocí lineární regrese. Zájmovým územím byl zemědělský region na jihovýchodě Francie. Vlhkost půdy byla měřena pomocí TDR sondy, drsnost povrchu byla měřena pomocí profilometru, přičemž byly vypočteny dva parametry RMS výšky povrchu s a délka korelace l . Výsledky ukazují, že největšího koeficientu determinace ($R^2=0,62$) je dosaženo v případě polarizace HH za předpokladu, že množství biomasy je menší než 1 kg/m^2 . Při použití HV polarizace dosahuje koeficient determinace pouze 0,39, pokud bylo množství biomasy větší než 1 kg/m^2 , tak R^2 dosahovalo pouze 0,34 (HH) a 0,13 (HV).

Gorab et al. (2015) představili jednoduchý algoritmus založený na *change detection* principu, kdy použili data *TerraSAR-X* o jednoduché polarizaci HH společně s měřením vlhkosti půdy ze sond instalovaných na 7 místech stabilně po dobu výzkumu. Zájmovým územím byla zemědělská oblast v centrálním Tunisku se semiaridním podnebím, přičemž výzkum probíhal mimo vegetační sezónu, čímž bylo zaručeno minimální ovlivnění vegetací. Byly zkoumány dvě varianty, první předpokládala konstantní drsnost povrchu a tím pádem variabilitu pouze vlhkosti půdy, v druhé variantě bylo počítáno i s variabilitou drsnosti povrchu, která měla být daným algoritmem eliminována. V tomto případě bylo pro modelování drsnosti povrchu využito dvou nejsušších dní a v těchto dnech byla variabilita zpětného odrazu přičítána pouze rozdílu v drsnosti povrchu. Výsledky však ukázaly, že druhá varianta přinesla jen malé vylepšení.

Na řeckém území, konkrétně v regionu Chania na Krétě prováděli výzkum vlhkosti půdy z dat Sentinel-1 Alexakis et al. (2017). Využili při tom podpory optických dat Landsat-8 (NDVI + termální pásma) a algoritmu *neuronových sítí*, přičemž byla zkoumána časová řada od 16. 1. 2015 do 18. 12. 2015. Pro získání pozemních dat bylo využito čtyř TDR sond, které byly umístěny na plochách s holou půdou či řídkou vegetací. Při porovnání s pozemními daty vykazuje nelineární algoritmus *neuronových sítí* dobré výsledky, koeficient determinace dosahoval v nejlepším případě 0.895. Autoři zde ale poukazují na omezení vyplývající z chybějící HH polarizace, jež limituje využití stávajících modelů.

2.4 Sentinel-1

Sentinel-1 je sada dvou identických satelitů (Sentinel-1a a Sentinel-1b), které byly vypuštěny v dubnu 2014 a v dubnu 2016. Poskytovat data začaly teprve v nedávné době. Jako součást programu Copernicus, který spadá pod Evropskou kosmickou agenturu (ESA), je projekt financován Evropskou unií a pořízená data jsou poskytována zdarma všem uživatelům. Satelity obíhají na stejné oběžné dráze a jsou schopny snímat stejné území s časovým rozlišením šesti dnů na jedné vzestupné (*ascending*) a jedné sestupné (*descending*) dráze. Použitý radar funguje v pásmu C (přesná frekvence je 5.405 GHz), s konstantním úhlem dopadu $29.1^\circ - 46.0^\circ$ (podle polohy bodu ve scéně). Sentinel-1 dokáže pracovat ve čtyřech různých módech, nicméně snímky pořízené nad územím Evropy jsou nejčastěji pořízeny v módu IW a tím pádem obsahují dvě polarizace VV a VH a mají prostorové rozlišení 5 x 20 m. (ESA, 2017a)

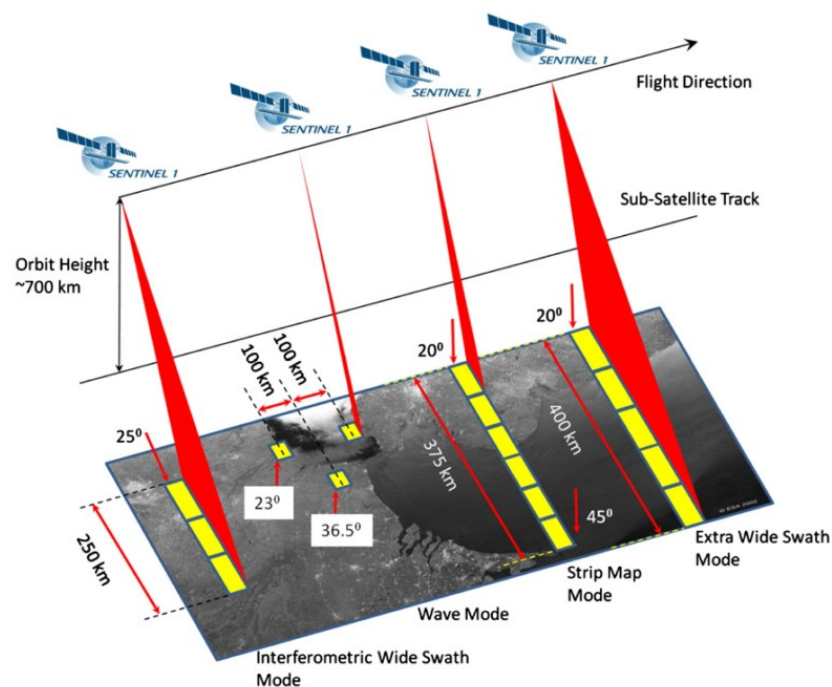
Data Sentinel-1 jsou zpracována a připravena pro uživatele během jednoho dne po pořízení. Mohou být stažena ze stránky: <https://scihub.copernicus.eu/dhus>, vyžadováno je pouze přihlášení.

Snímky z radaru se syntetickou aperturou mají specifická radiometrická a geometrická zkreslení, která je potřeba odstranit, aby bylo možné se snímky dále pracovat. ESA poskytuje komplexní sadu nástrojů pro práci s radarovými daty jako součást software SNAP. Tento program je poskytován zdarma.

Práce s radarovými daty je náročná na výpočetní výkon a vyžaduje velké množství RAM. Z tohoto důvodu ESA též poskytuje službu virtuálních strojů nazvanou *RSS Cloud Toolbox*, kde je k dispozici dostatek hardwarových prostředků. Jsou poskytovány na požádání a uživatel musí uvést, za jakým účelem a jak dlouho je bude využívat. Od základu již obsahují SNAP a další GIS software. Uživatel se pak k virtuálnímu stroji může připojit z jakéhokoliv počítače pomocí SSH připojení.

2.4.1 Módy snímání dat Sentinel-1

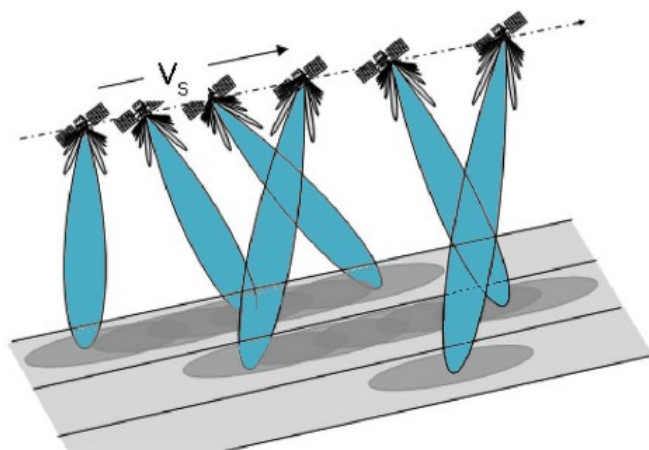
Snímač Sentinel-1 je schopný snímat v jednoduché polarizaci (HH nebo VV) a v duální polarizaci (HH+HV nebo VV+VH) pomocí vysílání signálu buď v horizontální, nebo ve vertikální polarizaci a příjmu signálu paralelně v horizontální i vertikální polarizaci (ESA, 2017d). Obrázek 7 ukazuje princip snímání jednotlivých módů Sentinel-1. V následujících podkapitolách jsou podrobně popsány jednotlivé módy snímání a Tabulka 2 shrnuje parametry výsledných produktů. Dále je na Obrázku 9 zobrazen scénář snímání platný od října 2016 do května 2017, tedy v době výzkumu v Řecku. Ovšem při pohledu do archivu scénářů (ESA, 2017e) je patrné, že území celé Evropy je snímáno vždy v módu IW s polarizací VV+VH.



Obrázek 7: Módy snímání Sentinel-1 (Torres et al. 2012)

Interferometric Wide Swath (IW)

Interferometric Wide Swath je hlavním módem pro snímání souší. Šířka záběru je 250 km při prostorovém rozlišení 5 m x 20 m. Šířka záběru je u IW módu tvořena třemi menšími *sub-swaths* (říkejme jim například subzáběry), které jsou skládány dohromady pomocí techniky TOPSAR (viz Obrázek 8), kde je paprsek navíc naklápěn v azimutálním směru a je tak zajištěna stejná kvalita obrazu napříč celou scénou (ESA, 2017c). Každý subzáběr se skládá z několika snímků, přičemž každé snímání je zpracováno jako jednotlivý SLC snímek (viz níže). Rozmezí úhlu dopadu je $29,1^\circ - 46,0^\circ$ a možné polarizace jsou duální (HH+HV či VV+VH) a jednoduchá (HH či VV). IW standardně snímá s duální polarizací VV+VH. Jakožto výchozí mód dokáže splnit většinu požadavků, zjednodušuje plánování mise a tvoří konzistentní dlouhodobý archiv snímků. (ESA, 2017d)



Obrázek 8: TOPSAR technika snímání Sentinel-1 dat (Zdroj: ESA, 2017c)

Stripmap (SM)

Stripmap mód sbírá data s prostorovým rozlišením 5 m x 5 m při šířce záběru 80 km. Anténa je fixována v konstantním úhlu v azimutálním směru i v konstantním úhlu pohledu. SM může fungovat v jednom ze šesti definovaných úhlů pohledu, úhel dopadu se tak pohybuje v rozmezí od 18,3° do 46,8°. *Stripmap* je využíván jen ve výjimečných případech, jako podpora při nouzových situacích, a to na vyžádání. (Torres et al. 2012)

Extra-Wide Swath (EW)

Podobně jako IW využívá mód *Extra Wide Swath* techniky TOPSTAR, přičemž data jsou sbírána z mnohem větší plochy. Šířka záběru je tak 400 km a prostorové rozlišení 20 m x 40 m a je využíváno 5 subzáběrů. Úhel dopadu se pohybuje mezi 18,9° a 47,0°. Polarizace může být jednoduchá (VV či HH) nebo duální (HH+HV nebo VV+VH). EW mód je určen primárně pro snímání mořského ledu, polárních oblastí a určitých pobřežních oblastí. Využití tak má například pro monitoring pohybu lodí, olejových skvrn, ledu a pro bezpečnostní služby. (Torres et al. 2012)

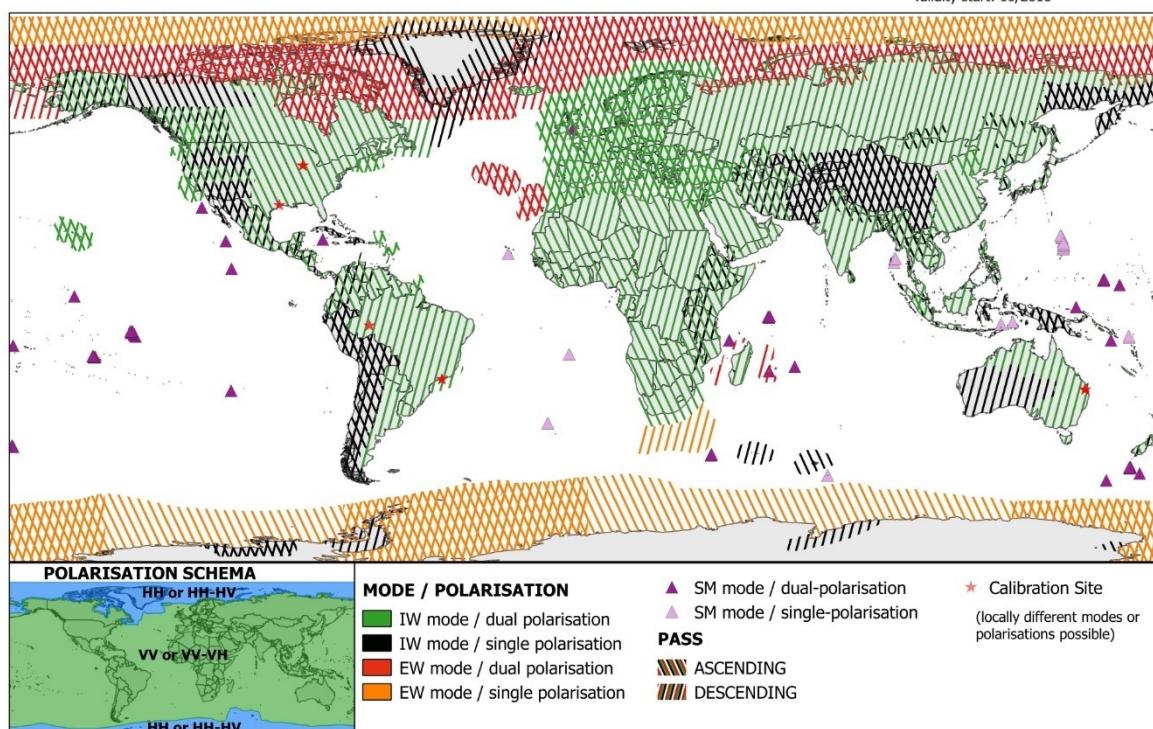
Wave (WV)

Sentinel-1 mód *Wave* je podobný *Wave* módu ERS či Envisat, ale s lepším rozlišením. Snímek má rozměry 20 km x 20 km s prostorovým rozlišením 5 m x 5 m. Snímky jsou pořizovány jednou za 100 km podél orbity při dvou rozdílných úhlech pohledu, snímek se stejným úhlem pohledu je tak pořízen jednou za 200 km. Snímky jsou pořizovány v oblasti blízkého dosahu (úhel dopadu: 23°) a v oblasti vzdáleného dosahu (úhel dopadu: 36,5°). *Wave* mód v polarizaci VV je výchozí pro oblasti otevřených oceánů. (Torres et al. 2012)

Tabulka 2: Parametry módů Sentinel-1 (Zdroj: ESA, 2017d)

	IW	SM	EW	WV
Šířka záběru km	250	80	400	20 x 20
Rozlišení m	5 x 20	5 x 5	20 x 40	5 x 5
Úhel dopadu	29,1° - 46,0°	18,3° - 46,8°	18,9° - 47,0°	21,6° - 25,1° 34,8° - 38,0°
Polarizace	HH+HV, VV+VH, HH, VV	HH+HV, VV+VH, HH, VV	HH+HV, VV+VH, HH, VV	HH, VV
Radiometrická přesnost	1 dB	1 dB	1 dB	1 dB

Sentinel-1 Constellation Observation Scenario: Mode - Polarisation - Observation Geometry



Obrázek 9: Sentinel-1. Scénář snímání 10/2016 – 5/2017 (Zdroj: ESA, 2017e)

2.4.2 Produkty Sentinel-1

Produkty poskytované v rámci mise Sentinel-1 jsou rozděleny do tří úrovní (*levelů*) podle stupně zpracování, které mohou být generovány pro všechny módy snímání. Pro mód WV nejsou Level-0 a Level-1 nabízeny.

Level-0

Level-0 nabízí nezpracovaná a nezaostřená, komprimovaná data. Jedná se o základní data, ze kterých jsou vytvářeny všechny ostatní produkty. Aby byla data použitelná, musí být nejprve dekomprimována a zaostřena. Level-0 data jsou ukládána do archivů pro dlouhodobé využití, tak aby bylo možné je kdykoliv v průběhu mise Sentinel-1 a do 25 let po skončení mise využít na tvorbu odvozených produktů.

Level-1

Level-1 data využije většina uživatelů. Jsou vytvářena z Level-0 a kalibračních dat a proces obsahuje předzpracování, odhad Dopplerova centroidu, SLC zaostření a tvorbu výsledných produktů, jimiž jsou *Single Look Complex* (SLC) a *Ground Range Detected* (GRD). (ESA, 2017b)

SLC jsou zaostřená SAR data, referencovaná pomocí informace o orbitě a výšce nosiče. Jsou poskytována v geometrii šikmé vzdálenosti, což je přirozený souřadný systém pro SAR data, kde řádky obrazu jsou kolmé na směr pohybu satelitu a vzdálenosti mezi jednotlivými pixely v řádce odpovídají šikmé vzdálenosti mezi radarem a daným bodem. Pixely SLC produktů jsou komplexní čísla, která obsahují informaci o fázi. V módech IW a EW je každý subzáběr složen z několika snímků, které se vzájemně na okrajích překrývají, a každý takový snímek je zpracován samostatně jako SLC obraz. Ve výsledném subzáběru jsou tyto snímky odděleny černým pruhem. Prostorové rozlišení a velikost pixelu závisí na snímacím módu, pro nejrozšířenější IW mód je prostorové rozlišení (ve smyslu schopnosti rozlišení dvou sousedních objektů) od 2,7 x 22 m do 3,5 x 22 m a velikost pixelu 2,3 x 14,1 m. (ESA, 2017b)

GRD jsou zaostřená data, převedená do geometrie horizontální vzdálenosti (*ground range*) pomocí elipsoidu WGS84, řádky obrazu jsou tak stále kolmé na směr pohybu satelitu, ale vzdálenosti mezi pixely již odpovídají vzdálenosti na Zemi. Tento proces je součástí tzv. *multi-lookingu*, kdy jsou pixely převedeny na čtvercový tvar a na úkor ztráty rozlišení je filtrován šum *speckle*. Informace o fázi je tím ztracena. Objem dat je oproti SLC výrazně menší. GRD data jsou pro IW mód poskytována ve dvou rozlišeních. Vysoké má prostorové rozlišení 20 x 22 m a velikost pixelu 10 x 10 m. Střední má prostorové rozlišení 88 x 87 m a velikost pixelu 40 x 40 m. (ESA, 2017b)

Level-2

Level-2 obsahuje sadu produktů OCN (*Ocean*) odvozených z Levelu-1. *Ocean Wind Field* (OWI) obsahuje odhad o rychlosti větru na povrchu oceánu a směru větru 10 m nad oceánem. Dalšími produkty jsou *Ocean Swell Spektra* (OSW) a *Surface Radial Velocity* (RVL) pro specifické využití. (ESA, 2017b)

3 ZÁJMOVÁ ÚZEMÍ A POUŽITÁ DATA

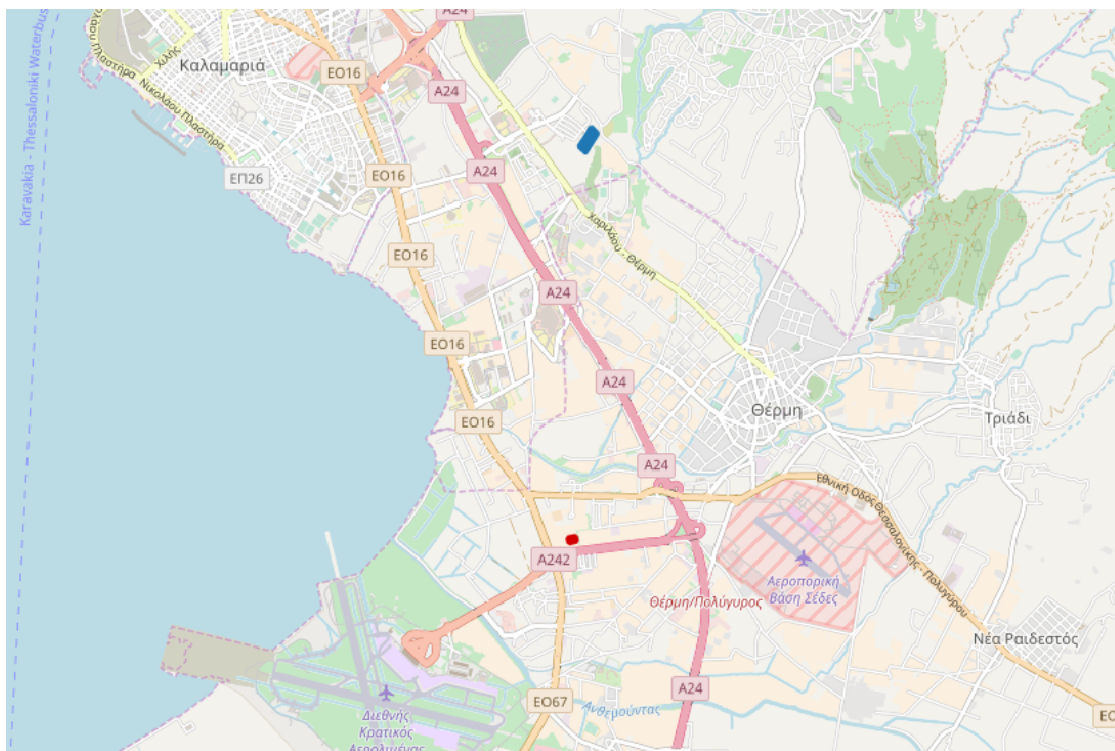
3.1 Zájmová území

3.1.1 Řecko

Pro část výzkumu na řeckém území byla zájmová území vybírána podle těchto kritérií, které vychází z rešerše článků:

- území bez vegetačního krytu,
- dostatečná velikost pole,
- relativně rovinaté území,
- předpoklad stability drsnosti povrchu během sledovaného období,
- dostupnost během celé doby výzkumu.

Těmto požadavkům vyhovovala dvě zemědělská pole v blízkosti soluňského letiště. Území jsou znázorněna na Obrázku 10, kde je pole A zvýrazněno červenou barvou a pole B modrou barvou. Jedná se o oblast na jižním okraji města Soluň, v dolním okraji výřezu se nachází soluňské letiště. V pásu přibližně do dvou kilometrů od moře se nachází rovinatá zemědělská oblast, dále na severovýchod pak terén již stoupá k pohoří Chortiatis.



Obrázek 10: Poloha zájmových území v řecké části výzkumu (Zdroj: OSM, 2017; vlastní úprava)

Pole A (viz Obrázek 11) se nachází na pozemku zemědělské sekce Aristotelovy univerzity v Soluni, na které jsem v době výzkumu studoval. Z tohoto důvodu to byl ideální zkušební prostor, který byl kdykoliv k dispozici. Rozloha pole A je 5 581 m².



Obrázek 11: Pole A (Foto: autor)

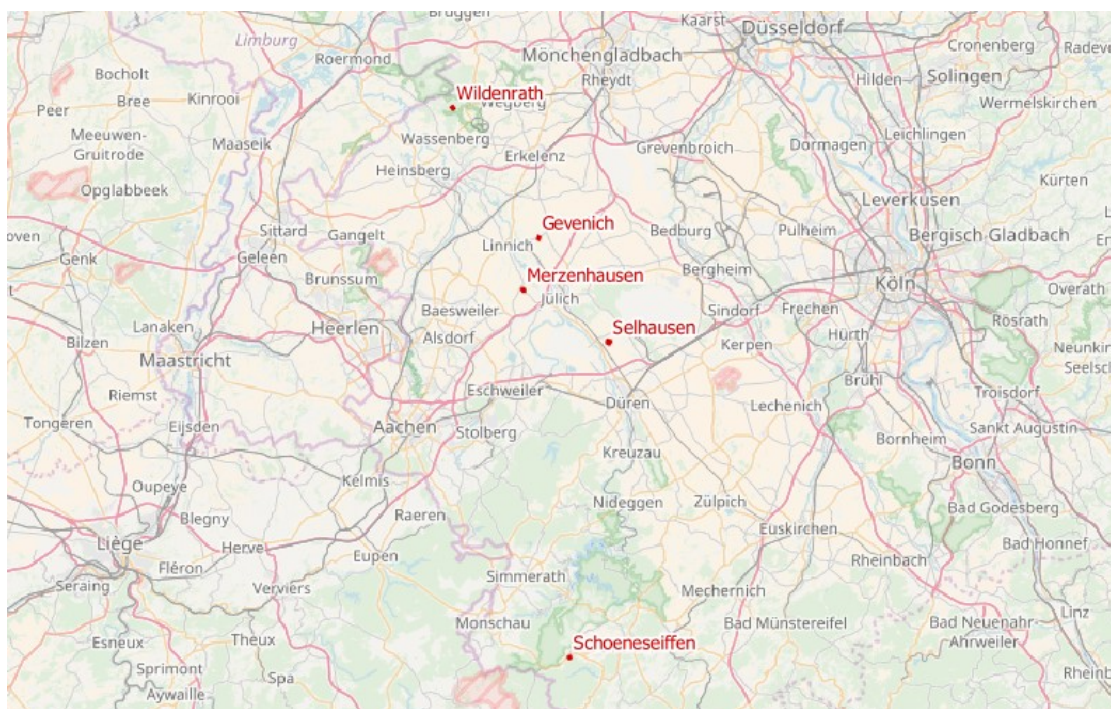
Pole B (viz Obrázek 12) se nachází přibližně 5 km severně od pole A, jedná se o standardní zemědělské pole. Během výzkumu tak nebylo možné ovlivnit, jaké úpravy na poli proběhnou. Pro výzkum byla využita severní část pole o rozloze 29 690 m².



Obrázek 12: Pole B (Foto: autor)

3.1.2 Německo

Pro německou část výzkumu byla zájmová data vybrána na základě dostupných dat (viz další kapitola), kdy bylo pracováno s měřeními ze sítě TERENO. Obrázek 13 ukazuje polohu jednotlivých měřicích stanic. Tabulka 3 zobrazuje rozlohu jednotlivých výzkumných polí, které byly zvoleny vždy v těsné blízkosti měřicí stanice.



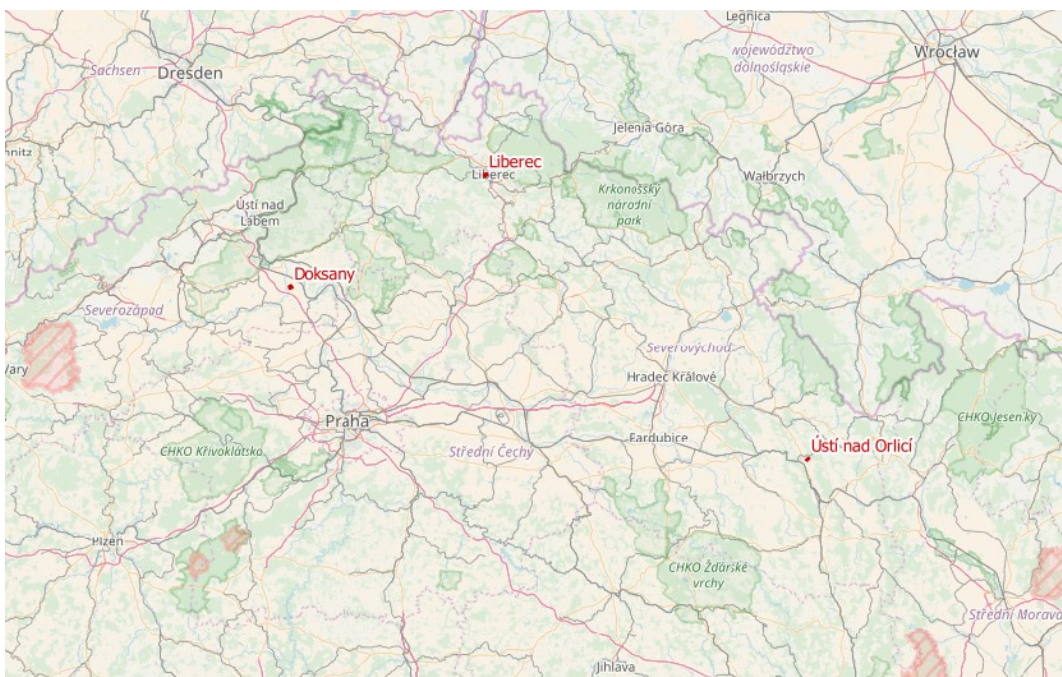
Obrázek 13: Poloha stanic sítě TERENO (Zdroj: OSM, 2017; vlastní úprava)

Tabulka 3: Rozloha výzkumných polí, Německo (Zdroj: vlastní)

Pole	Rozloha [m ²]
Gevenich	36 850
Merzenhausen	78 520
Selhausen	67 750
Schoeneseiffen	97 980
Wildenrath	12 930

3.1.3 Česko

V rámci výzkumu na území Česka byl výběr zájmového území též limitován existencí a kvalitou pozemních dat. Pro výzkum bylo využito dat od ČHMÚ z měřicích stanic Doksany, Liberec a Ústí nad Orlicí, jejich poloha je znázorněna na Obrázku 14. Tabulka 4 ukazuje rozlohu a typ zvolených výzkumných území ležících v těsné blízkosti stanic.



Obrázek 14: Poloha vybraných stanic ČHMÚ (Zdroj: OSM, 2017; vlastní úprava)

Tabulka 4: Rozloha a typ výzkumných území, Česko (Zdroj: vlastní)

Území	Rozloha [m ²]	typ
Doksany	161 130	Zemědělské pole
Liberec	260 410	Plocha nezpevněného letiště
Ústí nad Orlicí	207 390	Plocha nezpevněného letiště

3.2 Použitá data

3.2.1 Sentinel-1

Pro výzkum byla použita radarová data Sentinel-1 poskytovaná Evropskou kosmickou agenturou. Jedná se o nově poskytovaná data, která jsou výjimečná prostorovým rozlišením, pokrytím celého povrchu Země, hustou časovou řadou i dostupností uživatelům. Data mají veliký potenciál a z tohoto hlediska je vhodné se jimi zabývat a aplikovat je v různých využitích. Data jsou poskytována s rozdílnými úrovněmi postprocesingu, v tzv. *levelech*. Pro tuto práci bude použito úrovně Level 1 GRD (*Ground range detected*), kde je již aplikován *multilooking*, pixely jsou čtvercové a za cenu snížení prostorového rozlišení je redukován *speckle*. Pixely nesou hodnotu amplitudy, fázová složka není zachována, a mimo jiné díky tomu jsou soubory menší a lépe se s nimi pracuje. Pro každý polarizační kanál je v rámci souboru jeden snímek. (ESA, 2017b)

Snímky byly vybrány podle následujících kritérií:

- Snímky pokrývají zvolená zájmová území, pokud možno všechna v rámci jedné scény.
- Snímky pocházejí ze stejného snímače a jsou pořízeny ve shodné geometrii, módu a polarizaci.
- Snímky pocházejí ze stejné relativní orbity.
- Snímky prošly stejným procesem předzpracování, jedná se o shodné produkty.
- V daném časovém období pokrývají co nejhustší časovou řadu a byly pořízeny co nejbližší okamžiku pozemního měření.

Na základě těchto kritérií byly vybrány snímky pro část výzkumu na řeckém území, jejichž přehled je v Tabulce 5. Tabulka snímků použitých pro část výzkumu na německém území je zařazena na konci práce jako Příloha 1 a tabulka snímků použitých v českém výzkumu je uvedena v Příloze 2.

Tabulka 5: Použité snímky – Řecko (Zdroj: vlastní)

Datum a čas UTC	Snímek
6. 12. 2016 04:31	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161206T043049_20161206T043114_014254_0170DC_8DCA
12. 12. 2016 04:30	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161212T043000_20161212T043025_003358_005BBE_A1EC
18. 12. 2016 04:31	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161218T043049_20161218T043114_014429_01765F_0F60
17. 1. 2017 04:30	S1B_IW_GRDH_1SDV_20170117T042958_20170117T043023_003883_006AFB_DD0A
29. 1. 2017 04:30	S1B_IW_GRDH_1SDV_20170129T042958_20170129T043023_004058_00703E_5D46

Když se podíváme na názvy použitých snímků a budeme postupovat postupně po písmenech, je patrné, že jedná se o snímky pořízené ze satelitu S1A, případně S1B, vždy v módu IW (*Interferometric swath*), zpracované jako produkt GRD, s vysokým rozlišením („H“), úroveň produktu je Level 1 („1“), „S“ značí produktovou třídu Standard a „DV“ znamená duální polarizaci VV+VH. Následuje datum a čas začátku pořízení snímku a datum a čas konce pořízení snímku ve formátu rrrrmmddThhmmss. Dále je zde číslo absolutní orbity a jedinečné identifikátory scény a produktu. (ESA, 2017b)

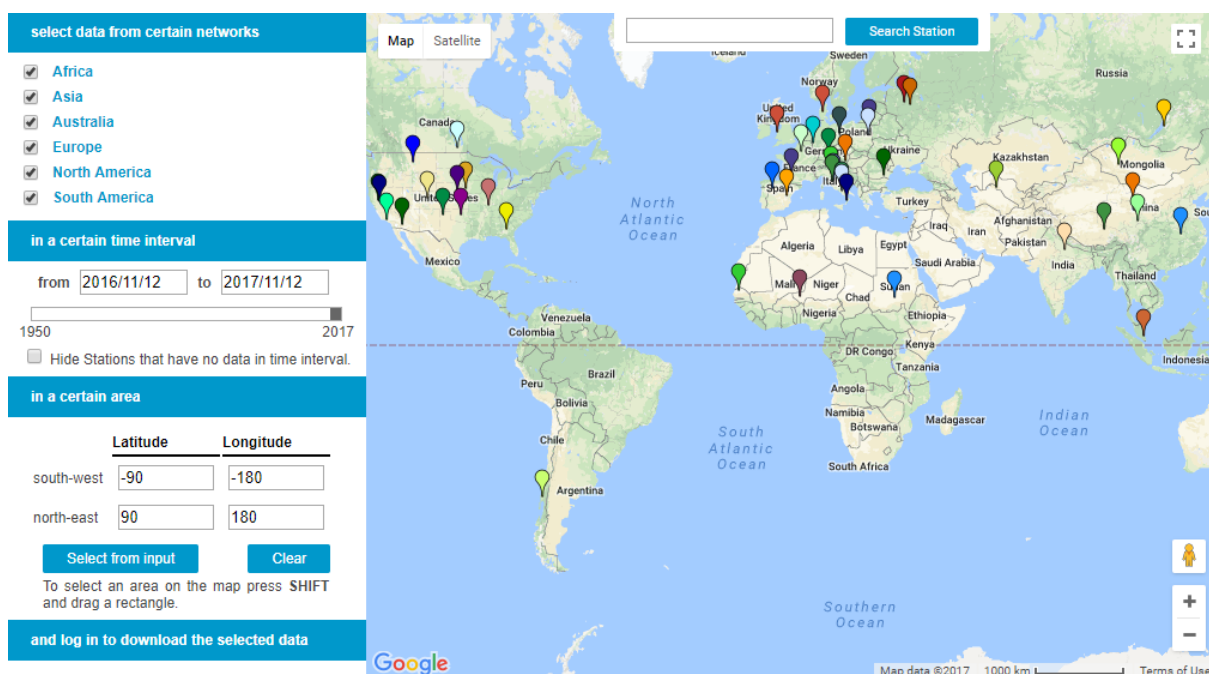
3.2.2 Vlastní měření vlhkosti půdy

Dalším důležitým zdrojem dat pro řeckou část výzkumu bylo vlastní měření vlhkosti půdy na dvou testovacích polích v okolí soluňského letiště. Pomocí gravimetrické metody (viz Kapitola 4.2) byla měřena objemová vlhkost půdy vždy v době snímání radarových dat Sentinel-1. Byla tak vytvořena důležitá časová řada, která byla porovnávána se zpětným radarovým odrazem. Výsledný dataset obsahuje data za pět časových horizontů. Zde je vhodné podotknout, že plán sběru dat obsahoval

původně více časových horizontů, ovšem sběr dat byl zkomplikován neobvykle studeným počasím (na místě výzkumu během zimy teploty zpravidla neklesají pod 0 °C), a některá měření tak byla znemožněna kvůli ležící vrstvě sněhu či zcela zmrzlému povrchu.

3.2.3 Síť pozemních měření ISMN

International Soil Moisture Network (ISMN) je mezinárodní projekt, který zřídil a udržuje světovou databázi in-situ měření vlhkosti půdy. Je zejména určen pro validaci měření dálkového průzkumu a zlepšování z něho odvozených modelů. Data jsou sbírána od vědců a institucí na dobrovolné bázi po celém světě (ISMN, 2017). Měření jsou následně standardizována do základních jednotek – volumetrické vlhkosti půdy [m^3 vody na m^3 půdy]. Zpravidla jsou k dispozici měření ve více hloubkách (případně v různých rozsazích hloubek) a kromě toho jsou dále poskytována další data, jako je teplota vzduchu, teplota půdy v daných hloubkách či objem srážek. Data jsou po registraci volně dostupná k prohlížení i stažení na adrese: http://www.geo.tuwien.ac.at/insitu/data_viewer/ISMN.php, kde je lze přehledně filtrovat (viz Obrázek 15, kde jsou též vidět sítě všech zapojených institucí). Protože data mají různý původ, liší se techniky měření a s tím spojená přesnost i hloubky, ve kterých je měření prováděno. Různý je také časový rozsah měření, některá jsou pouze krátkodobá v řádu týdnů, u jiných jsou k dispozici časové řady pokrývající několik let. Celkově se však jedná o jedinečný zdroj referenčních dat. (Dorigo et al., 2011)



Obrázek 15: Uživatelské prostředí ISMN s možností stažení dat (Zdroj: ISMN, 2017)

Data pro německou část výzkumu byla z ISMN vybrána podle následujících kritérií:

- Data pokrývají časový úsek od března 2016 do listopadu 2016.
- Hloubka měření vlhkosti půdy je v rozmezí 0 až 5 cm.
- Stanice se nachází na povrchu s řídkou vegetací (případně s takovým územím sousedí).
- Stanice nejsou na radarovém snímku patrné a ani v jejich okolí se nenachází žádné výrazné předměty, které by ovlivňovaly radarový odraz.
- Preferovány byly staniční sítě ve střední Evropě.

Na základě těchto požadavků byla vybrána německá síť měření TERENO (*Terrestrial Environmental Observatories*), konkrétně část v údolí dolního Rýna v blízkosti města Aachen (Cáchy). Zde je měření prováděno na 5 místech, měřena je vlhkost půdy pomocí metody TDR (viz Kapitola 4.2) v hloubkách 5 cm, 20 cm a 50 cm, dále teplota půdy, teplota vzduchu v 2 m nad povrchem a úhrn srážek. Kompletně je metodika sběru dat sítě TERENO rozebrána v Zacharias et al. (2011).

3.2.4 ČHMÚ

Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) měří vlhkost půdy na 40 stanicích rozmístěných po území Česka. Některé z těchto stanic přitom nejsou spravovány přímo ČHMÚ, ale dobrovolníky. Kvalita dat tak může být různá. Měření probíhají v hloubce 0 – 10 cm pod povrchem na pozemku stanice, kde je udržován nízký trávník. Sběr dat probíhá jednou denně v 7 hodin ráno místního středního slunečního času (Vráblík, 2017). Po konzultaci s meteorologem Tomášem Vráblíkem z ČHMÚ byly vybrány stanice Doksany, Liberec a Ústí nad Orlicí. Kromě informace o objemové vlhkosti půdy mi byla poskytnuta data o úhrnu srážek za posledních 24 hodin od doby měření vlhkosti půdy a dále informace o teplotě a promrznutí půdy v časové řadě od 3. 6. do 19. 11. 2016.

4 METODIKA

4.1 Výběr vhodné metodiky

Na základě zevrubné rešerše uvedené výše jsem se rozhodl v první fázi využití principu *change detection* metody, která předpokládá konstantní drsnost povrchu v rámci sledovaného období. Závislost vlhkosti půdy a radarového signálu bude vypočtena pomocí statistické metody lineární regrese (Mareš et al., 2015). Scény Sentinel-1 jsou v módu IW (ve kterém je standardně snímána Evropa) pořizovány pod konstantním úhlem dopadu a s duální polarizací VV a VH. Tyto dvě skutečnosti vyřazují podstatnou část metod, protože tyto modely jsou často založeny na využití dat s různými úhly pohledu (Srivastava et al., 2003) či s polarizacemi VV a HH a VH (Dubois et al., 1995; Oh, 2004; Fung a Chen, 2010; Srivastava et al., 2008). Teoretické modely, jako je IEM, jsou navíc početně velmi náročné, a jak je patrné z literatury, radarový signál se v terénu nechová vždy tak, jak teorie předpovídá. Duboisův model (Dubois et al., 1995) potřebuje jako vstupní radarová data s polarizací VV a HH, pro danou úlohu je tedy nepoužitelný. Metoda *change detection* se tak zdá být vzhledem k parametrům dat nejvhodnější.

Použití této metody však s sebou přináší nevýhodu, že rovnice získaná lineární regresí je aplikovatelná jen pro konkrétní pole, pro které je vypočtena. Navíc předpoklad konstantního povrchu nemusí být vždy splněn, například při erozi půdy či zemědělských pracích. Drsnost povrchu bude sledována, a pokud během výzkumu dojde ke změně, budou tato měření vyloučena z výzkumu, nebo pro taková data bude vytvořen samostatný model.

Částečně lze také aplikovat *Ohův model*. Při využití dat s polarizací VV a VH lze u Ohova modelu (Oh, 2004) vypočítat z kros-polarizačního poměru $q (= \sigma_{vh}^0 / \sigma_{vv}^0)$ RMS výšky povrchu s a tento parametr pak lze dosadit do rovnice pro σ_{vh}^0 (viz výše) a vypočítat vlhkost půdy. Vlhkost půdy tak bude vypočtena i tímto způsobem. Jedná se však pouze o část modelu, protože vlhkost půdy je v Ohově modelu počítána více rovnicemi a následně průměrována. Předpokládám tedy, že takto získaný údaj tak pravděpodobně bude obsahovat značnou chybu. Výhodou této techniky by byla úplná nezávislost na pozemních měřeních a aplikovatelnost na velké plochy.

Vstupní hypotézou práce je, že vzhledem k vysoké závislosti dielektrické konstanty půdy na obsahu půdní vlhkosti, která následně výrazně ovlivňuje zpětný odraz, bude možné z radarových dat Sentinel-1 pořizovaných v módu IW s duální polarizací VV+VH kvantifikovat vlhkost půdy v měřítku jednotlivých zemědělských polí.

V další fázi práce je pracováno s územím s měnící se drsností povrchu, jsou zde vyzkoušeny metody, které by měly alespoň částečně vliv drsnosti povrchu eliminovat. Duální polarizace VV+VH přináší výhodu obsahu více informací než jednoduchá polarizace, se kterou je u *change detection* metody pracováno. Této přidané informace bude využito a bude prověřen přínos postupu, kdy do lineární

regrese budou vstupovat různé polarizace a z nich odvozené produkty (kros-polarizační poměr). Jedná se tak o kombinaci části Ohova modelu a principu *change detection* metody, což je inovativní přístup, který dosud v dostupné literatuře není popsán. Od kombinace těchto metod si slibují spolehlivější určení vlhkosti půdy a alespoň částečné odstranění vlivu drsnosti povrchu na zpětný odraz radarového záření. Tuto hypotézu lze opřít o fakt, že ke změně polarizace dochází při vícenásobném odrazu, ke kterému se stoupající drsností povrchu dochází častěji. Drsnost povrchu tak zpětný odraz v různých polarizacích ovlivňuje rozdílně a při použití více polarizací bude tento jev možno lépe identifikovat.

4.2 Měření vlhkosti půdy v terénu

Vlhkost půdy je definována jako voda přítomná v nenasycené části půdního profilu, tedy mezi povrchem půdy a hladinou spodní vody. Může být vyjádřena v různých jednotkách. Nejpoužívanější definicí je objemová vlhkost půdy, ta je nejčastěji vyjádřena jako poměr objemu vody ku objemu půdy v dané hloubce profilu [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$] (Dorigo et al., 2011). Hmotnostní vlhkost půdy je poměr hmotnosti vody ve vzorku ku hmotnosti suché půdy (Bilskie, 2001).

Dále může být vlhkost vyjádřena jako saturace či jako objem vody dostupné rostlinám (PAW). Podíl saturace určuje, do jaké míry jsou póry v půdě vyplněny vodou či vzduchem. Pokud jsou všechny póry vyplněny vodou, je saturace rovna jedné. Hodnotu saturace tak ovlivňuje porozita půdy. Objem vody dostupné rostlinám může být vypočítán odečtením objemu vody odpovídajícího tzv. bodu vadnutí od celkového objemu vody v půdě. Pokud vlhkost klesne pod bod vadnutí, voda není dostupná pro rostliny, protože je příliš silně držena v půdě. Bod vadnutí závisí na vlastnostech půdy. (Dorigo et al., 2011)

Pro měření vlhkosti půdy v terénu se používá několika různých technik. Za standard je považována termogravimetrická metoda, která je založena na principu měření úbytku váhy po vysušení půdního vzorku o známém objemu. Tato metoda je časově náročná a destruktivní v tom smyslu, že vlhkost nemůže být měřena opakovaně ve stejném místě. Je však využívána pro kalibraci a hodnocení přesnosti ostatních metod a je tak považována stále za nejspolehlivější techniku. (Walker et al., 2004)

Bilskie (2001) uvádí pro výpočet hmotnostní a objemové vlhkosti následující vzorce:

$$\theta_g = \frac{m_{\text{water}}}{m_{\text{soil}}} = \frac{m_{\text{wet}} - m_{\text{dry}}}{m_{\text{dry}}}$$

$$\theta_v = \frac{\text{volume}_{\text{water}}}{\text{volume}_{\text{soil}}} = \frac{\frac{m_{\text{water}}}{\rho_{\text{water}}}}{\frac{m_{\text{soil}}}{\rho_{\text{soil}}}} = \frac{\theta_g \cdot \rho_{\text{soil}}}{\rho_{\text{water}}}$$

přičemž hustotu vody můžeme považovat za 1 a jako hustota půdy je považována objemová hmotnost:

$$\rho_{bulk} = \frac{m_{dry}}{volume}$$

Úpravou pak získáme zjednodušený vzorec pro výpočet objemové vlhkosti:

$$\theta_v = \frac{m_{water}}{volume}$$

V dnešní době je ale většina systematických měření vlhkosti půdy prováděna nepřímými metodami (tedy takovými, které určují vlhkost půdy nepřímo, pomocí měření jiné veličiny), mezi které patří neutronové sondy, elektromagnetické techniky či metoda měření neutronů kosmického záření. Dále může být použito tenzometrů, které měří sací tlak půdy, či sensorů měřících odvod tepla. (Dorigo et al., 2011)

Neutronové sondy využívají radioaktivní zdroj rychlých neutronů, který je spuštěn do vrtu. Detektor následně počítá poměr neutronů, které byly zpomaleny kolizí s vodíkovými jádry, představujících převážně půdní vlhkost. Pro získání objemové vlhkosti půdy je potřeba počet pomalých neutronů kalibrovat pomocí termografické metody pro různé úrovně vlhkosti. Mezi nevýhody patří finanční i pracovní náročnost, nutnost manipulace s radioaktivními materiály a potřeba kalibrace. Neutronové sondy jsou nejčastěji používány k měření rozdílů vlhkosti půdy. (Dorigo et al., 2011)

Elektromagnetické techniky zahrnují měření elektrické kapacity půdy, *Time Domain Reflectometry* (TDR) a *Frequency Domain Reflectometry* (FDR). Jsou založeny na závislosti dielektrické konstanty půdy na obsahu půdní vlhkosti. Jedná se o nedestruktivní metody, použitelné snadno opakovaně a automaticky. Sensory měřící elektrickou kapacitu půdy jsou méně finančně náročné, ovšem vyžadují dokonalý kontakt se zeminou. TDR a FDR jsou přesnější a v současnosti nejvíce používané metody (Dorigo et al., 2011). Podle studie Walkera et al. (2004) poskytují sensory založené na principu TDR nejpresnější výsledky.

Metoda měření neutronů kosmického záření je neinvazivní technika, která měří nízkoenergetické kosmické paprsky, které jsou vytvářeny uvnitř půdy a jsou ovlivňovány zejména atomy vodíku. Tyto neutrony jsou tak citlivé na změny ve vlhkosti půdy, ale do velké míry necitlivé na chemické složení půdy. Přenosné detektory jsou umístěny několik metrů nad povrchem. Půdní vlhkost je získávána z hloubky 15 až 70 cm a z ploch o průměru přibližně 670 m, což metodu odlišuje od výše uvedených metod, které měří vlhkost jen na velmi malém území. Tato vlastnost může být vhodná při porovnávání s daty dálkového průzkumu s malým prostorovým rozlišením. (Dorigo et al., 2011)

Vlastní měření vlhkosti půdy v terénu se ukázalo být náročné. Jako první metodu jsem použil měřič vlhkosti půdy *Lutron PMS-714*, který je založen na měření elektrické kapacity půdy. Přesnost tohoto

přístroje ale nebyla dostatečná, protože výsledná hodnota měření byla velmi závislá na tuhosti půdy a tím pádem na tom, jak silný byl kontakt s půdou. Proto jsem tuto metodu doplnil termogravimetrickou metodou, která je schopna měřit hmotnostní vlhkost půdy, a pokud jsou vzorky sbírány se známým objemem, pak je také možno spočítat objemovou vlhkost půdy. Druhá zmiňovaná veličina je pro daný úkol důležitější, protože je nezávislá na objemové hmotnosti půdy, a proto je závislost s intenzitou zpětného odrazu radarového záření větší.

Samotné sbírání vzorků nebylo jednoduché, protože bylo vyžadováno neporušených vzorků s konstantním objemem. V tomto případě, kdy pole byla zorána a půda obsahovala hodně vzduchu, i malý tlak na povrch půdy vyvolal změny ve struktuře a objemu. Pro takovýto sběr vzorků se nejvíce používají Kopeckého válečky, ty však na daném pracovišti nebyly k dispozici. Proto jsem využil upravené injekční stříkačky, kdy se sběr velmi podobal použití Kopeckého válečků. Při použití stříkačky byly vzorky sbírány z hloubky 0 – 6 cm, což je přibližně hloubka, do které ještě dosahuje radarové záření v pásmu C (viz Obrázek 5). Na Obrázku 16 je vidět měřič vlhkosti půdy *Lutron PMS-714* a modifikovaná injekční stříkačka.



Obrázek 16: Použité nástroje na měření vlhkosti půdy (Zdroj: vlastní)

Pomocí této metody byly sbírány vzorky půdy na dvou zvolených územích. Terénní průzkum byl prováděn ve stejný den a v časovém rozmezí jedné hodiny od přeletu satelitů Sentinel-1 nad daným územím. Při každém měření bylo na obou polích sesbíráno 6 půdních vzorků o objemu 20 cm³. Místa odběru byla určena tak, aby rovnoměrně pokryla dané pole. Vzorky byly ihned po odebrání umístěny do uzavíratelného vzduchotěsného igelitového sáčku, přičemž bylo dbáno na to, aby sáček obsahoval minimum vzduchu a předešlo se tak vypařování půdní vlhkosti při převozu. Na místech odběrů byla

vlhkost vždy zároveň měřena pomocí přístroje *Lutron PMS-714*. Byla též zaznamenávána teplota, počasí a stav povrchu pole.

Vzorky byly poté přímo převezeny do laboratoře, kde byly vyjmuty z igelitového sáčku, uloženy do čisté skleněné kádinky a ihned zváženy na elektronické váze s přesností 0,001 g. Následně byly umístěny do vysoušecí pece, kde byly ponechány do následujícího dne při teplotě 90 °C, po vyjmutí byly umístěny do vychladnutí do exikátoru (viz Obrázek 17), díky čemuž bylo dosaženo úplného vysušení vzorků (Rejšek, 1999). Následně byly ihned zváženy a podle vzorců uvedených výše byla spočtena hmotnostní i objemová vlhkost půdy.



Obrázek 17: Chladnutí vzorků v exikátoru (Zdroj: vlastní)

Za jeden časový horizont za každé pole tak bylo získáno šest hodnot objemové vlhkosti půdy, z kterých byl spočten průměr. Některé hodnoty se však od průměru velmi lišily, přičemž tyto chyby vznikly pravděpodobně při sběru vzorků, kdy nebyl správně odebrán neporušený půdní vzorek o daném objemu. Daný způsob sběru vzorků byl na tyto chyby náchylný a kvůli této náchylnosti byl zvolen počet vzorků při jednom měření na šest. Odlehlé hodnoty tak byly z výpočtu vynechány, přičemž za odlehlé hodnoty byly považovány ty, které byly vzdáleny více jak 1,5násobek směrodatné odchylky od průměru. Že se jedná opravdu o chyby při sběru, a ne pouze o variaci vlhkosti půdy, lze usuzovat také z toho, že hodnoty hmotnostní vlhkosti půdy (do jejíhož výpočtu nezasahuje objem a není tudíž tak citlivá na sběr přesných vzorků) měly variaci výrazně menší.

4.3 Zpracování radarových dat

Před samotnou analýzou radarových dat je nutné jejich předzpracování. To obsahuje několik kroků a závisí na tom, jaká data máme k dispozici. V tomto případě bylo použito dat GRD, která jsou již převedená do *ground range* a pixely jsou čtvercové. GRD neobsahuje informaci o fázi. Stále je však nutné provést několik kroků, aby bylo možné hodnoty ze snímků mezi sebou porovnávat. Mezi tyto

procesy patří zejména kalibrace a terénní korekce. Zpracování radarových snímků probíhalo v programu SNAP, který je vyvíjen Evropskou kosmickou agenturou a je tak přímo určen ke zpracování dat poskytovaných touto institucí. Kvůli výpočetní náročnosti byla tato část práce zpracovávána na virtuálním stroji *ESA Cloud Toolbox* poskytovaném rovněž ESA. V programu SNAP byl vytvořen „*Graph*“ pro hromadné zpracování všech snímků, a to vždy se stejnými procesy.

Prvním krokem byla korekce pomocí informace o přesné orbitě (funkce *Apply Orbit File*). Původní informace o orbitě obsažené v metadatech stažených snímků nejsou dostatečně přesné. Pomocí této funkce lze původní metadata nahradit přesnějšími, která jsou automaticky stažena z internetu. Přesné informace o orbitě jsou k dispozici po několika týdnech od daného přeletu satelitu. (ESA, 2017g)

Dále byly snímky oříznuty (funkce *Subset*) tak, aby se ve výřezu nacházely všechny zájmové oblasti. Oblast lze definovat pomocí WKT (*Well-known text*) polygonu a výsledkem je pak obdélníkový snímek, který pokrývá celý WKT polygon. Jednotlivé radarové scény pokrývají velká území, je proto vhodné je před další prací oříznout na menší oblast. Výhodou pak je mnohem snadnější manipulace a rychlejší zpracování.

Pomocí Kalibrace (funkce *Calibration*) jsou hodnoty DN konvertovány na hodnoty σ^0 . Jak je uvedeno v ESA (2017g), nekalibrované snímky jsou dostačující pouze pro kvalitativní použití, při kvantitativním výzkumu je kalibrace nezbytná. Po kalibraci hodnoty pixelů odpovídají skutečnému zpětnému odrazu daného povrchu a je možné tak porovnávat snímky, které byly pořízeny různými senzory, případně stejnými senzory, ale v různý čas či v různých módech. U produktů Sentinel-1 jsou všechny potřebné informace pro kalibraci obsaženy v rámci produktu, což umožňuje jednoduchou transformaci původních hodnot do σ^0 hodnot. Cílem kalibrace je snímek, jehož hodnoty pixelů budou přímo vztaženy ke zpětnému odrazu povrchu. Obvykle je po sejmutí scény radarem aplikováno přeškálování procesorem do DN hodnot. Tento proces je kalibrací vrácen a požadované škálování je provedeno pomocí LUT tabulky obsažené v metadatech produktu.

Dalším důležitým krokem je terénní korekce (funkce *Range Doppler Terrain Correction*), při které je eliminován vliv nerovnosti terénu a scény jsou zasazeny do geografického systému. Jak je uvedeno v Kapitole 2.1.2, díky bočnímu pohledu radaru a nerovnostem terénu je v radarových snímcích přítomné zkreslení, a to zejména zhuštění radarového signálu, zpětný překryv, případně radarový stín. Pro to, aby terénní korekce mohla tato zkreslení minimalizovat, je potřebný DEM (Nest, 2017). V rámci dané funkce v programu SNAP je možné zvolit z několika modelů terénu, přičemž pro danou úlohu bylo nejvýhodnější zvolit *SRTM model* s velikostí pixelu 3". Program tento model dokáže automaticky stáhnout z internetového úložiště a aplikovat. Jako metoda převzorkování byla zvolena bilineární interpolace, která poskytuje dostatečnou radiometrickou přesnost při zachování nízké doby zpracování. Součástí terénní korekce je též převod do souřadného systému, byl zvolen nejčastěji používaný systém WGS84. Dále je zde možnost radiometrické normalizace, která kompenzuje vliv lokálního úhlu dopadu pomocí DEM. Zpětný odraz je tak vypočítán podle následující rovnice (ESA, 2017g):

$$\sigma_{NORLIM}^0 = \sigma_{ellipsoid}^0 \frac{\sin\theta_{DEM}}{\sin\theta_{ellipsoid}}$$

V práci byla tato volba vyzkoušena, ale výsledky byly téměř shodné jako bez jejího použití. Vzhledem k tomu, že se všechna pole nacházela v rovinatém terénu, neměl by tvar terénu mít podstatný vliv. Proto tato volba nebyla zahrnuta do výsledného zpracování.

Obdobnou funkcí, jako je radiometrická normalizace v rámci terénní korekce, je *Terrain Flattening* (Small, 2011). Pokud snímáný terén není rovný, jsou radiometrické hodnoty nepřesné, protože terénní nerovnosti neovlivňují pouze umístění ve snímku, ale též intenzitu zpětného odrazu. (Povrchy přibližně kolmé k radarovému paprsku odráží směrem k radaru více záření než povrchy s jiným sklonem.) Tato funkce má tento vliv terénu odstraňovat, bohužel však v ESA (2017g) není uvedena přesná implementace do programu SNAP, a pokud se podíváme na fórum k programu SNAP (STEP, 2017a), je patrné, že funkčnost tohoto operátoru není prozatím ideální. Z tohoto důvodu byl *Terrain Flattening* vyzkoušen, ale do konečného procesu zařazen nebyl.

Takto upravené snímky byly uloženy do formátu GeoTIFF, který je vhodný i pro práci v jiném softwaru. Soubory byly poté překopírovány na lokální počítač, na kterém probíhala samotná analýza.

Snímky byly importovány do QGIS, kde byly vizualizovány. Pomocí připojené vrstvy satelitních snímků byla vytvořena vektorová vrstva obsahující polygony polí, na kterých byla měřena půdní vlhkost v terénu. Polygony byly navrženy tak, aby nedosahovaly až k okrajům polí a předešlo se tak ovlivnění kvůli odrazu radarového signálu od povrchů a předmětů, které s poli přímo sousedí (například železné ploty a elektrická vedení, která mají silný zpětný odraz, či budovy, které mohou působit jako koutový odražeč).

Poté byly v rámci těchto polygonů spočteny zonální statistiky na každém snímku. Tím jsem získal průměrnou intenzitu zpětného odrazu pro obě pole, a tímto průměrováním byl také odstraněn vliv šumu *speckle*.

4.4 Korelace vlhkosti půdy a radarových dat

Průměrné hodnoty zpětného odrazu v polarizaci VV i VH ze zájmových území za všechny časové horizonty byly poté načteny do MS Excel. Zde byl spočten kros-polarizační poměr a vypočtena odhadovaná vlhkost půdy podle Ohova modelu. Hodnoty zpětného odrazu a kros-polarizačního poměru pak byly vyneseny do grafů společně s hodnotami objemové vlhkosti půdy. Pomocí daného softwaru lze v grafu vypočítat koeficient determinace R^2 , který lze po vynásobení stem interpretovat jako procento vysvětlení jedné proměnné pomocí druhé proměnné (Mareš et al., 2015). Často používaný Pearsonův korelační koeficient R lze vypočítat odmocněním koeficientu determinace. Dále byly v grafech spočteny lineární regresí koeficienty b_0 a b_1 do obecné rovnice:

$$y = b_0 + b_1 * x$$

Po nalezení koeficientů pak tato rovnice vyjadřuje vztah mezi měřeným radarovým signálem a odhadovanou vlhkostí půdy (Zvára, 2012).

4.5 Použitý software

SNAP

Pro zpracování této diplomové práce byl nejvíce využíván program SNAP ve verzi 5.0, což je volně stažitelný software, který byl vytvořen a je dále rozvíjen v rámci Evropské kosmologické agentury. Součástí je balík nástrojů Sentinel-1 Toolbox (ten byl původně distribuován samostatně), který obsahuje specializované nástroje pro práci s radarovými daty a je plně kompatibilní s datovou strukturou dat Sentinel-1. Z tohoto důvodu byl tento software zvolen jako nejvhodnější a bylo v něm provedeno zpracování radarových dat, včetně procesů kalibrace a terénních korekcí. Operace byly provedeny v rámci virtuálního stroje ESA Cloud Toolbox, který bezplatně poskytuje rovněž ESA. SNAP dále obsahuje další Toolboxy pro práci s ostatními produkty poskytovanými ESA, ale i z misí jiných organizací. (STEP, 2017b)

QGIS

Software QGIS (též *Quantum GIS*), je open source a freeware program, je to oficiální projekt *Open Space Geospatial Foundation* (OsGeo) vyvíjený od roku 2002 a v současné době je plnohodnotnou náhradou jiným placeným geoinformačním systémům. Funkčně i uživatelsky se podobá například populárnímu ArcGIS a jedná se o neznámější a nejlépe vybavený freeware GIS, který podporuje širokou škálu formátů (QGIS, 2017). V rámci této diplomové práce bylo pracováno s nejnovější verzí 2.18.14 a byla v něm provedena mimo jiné vektorizace polygonů polí a zonální statistiky radarových snímků.

Ostatní

Dalším použitým softwarem byly programy z balíku Microsoft Office 365, který Přírodovědecká fakulta UK poskytuje svým studentům zdarma v rámci programu *Microsoft Campus Agreement*. V programu Excel 2016 byla řešena zejména korelace radarových dat s pozemním měřením, dále pak například výpočty in-situ měření vlhkosti půdy. V programu Word 2016 byl napsán vlastní text diplomové práce a řešena její grafická úprava.

5 VÝSLEDKY

V následujících kapitolách jsou představeny výsledky z obou provedených výzkumů, které byly zpracovány podle metodiky popsané výše. Výsledky jsou rozděleny do tří hlavních kapitol, první se zabývá výzkumem na polích v okolí města Soluň v Řecku, se zpracováním vlastního měření vlhkosti půdy, druhá kapitola prezentuje výsledky výzkumu na území v okolí města Aachen v Německu, při kterém bylo využito stávajícího měření vlhkosti půdy z měřicí sítě TERENO. Poslední část je věnována výzkumu na českém území, kde bylo pracováno s daty poskytnutými ČHMÚ.

5.1 Řecko

5.1.1 Měření vlhkosti půdy v terénu

V této kapitole jsou představeny výsledky měření vlhkosti půdy v terénu. Jak je uvedeno v metodické části, pro porovnávání s radarovými daty je více vhodná objemová vlhkost půdy. Ta byla získána měřením gravimetrickou metodou v pěti časových horizontech na dvou zvolených polích, přičemž na každém poli bylo sebráno po šesti vzorcích. Následující tabulka obsahuje hodnoty průměrné objemové vlhkosti půdy za dané časové horizonty.

Tabulka 6: Výsledky měření vlhkosti půdy v terénu (Zdroj: vlastní)

Datum	Objemová vlhkost [%]		Poznámka
Pole	A	B	
06.12.2016	12,47	19,14	
12.12.2016	6,42	6,17	
18.12.2016	5,60	11,60	zmrzlá půda, pole B uválcováno
17.01.2017	15,11	26,40	pole B uválcováno
29.01.2017	18,07	26,63	pole B uválcováno

Jak je z tabulky patrné, vlhkost půdy se na poli A pohybovala mezi 5,6 % a 18,07 % a na poli B mezi 6,17 % a 26,63 %. Byla tak získána měření s výrazně suchou i výrazně mokrou půdou. Na poli A, které je na pozemku Aristotelovy univerzity, nedošlo během výzkumu k žádným podstatným změnám. Naproti tomu na poli B, které je běžné zemědělské pole, došlo mezi 12. 12. a 18. 12. k úpravě uválcováním a tím pádem k výrazným změnám, co se drsnosti povrchu týče. Nelze tak říci, že by na poli B byla dodržena podmínka neměnné drsnosti povrchu, která je u dané metodiky nezbytná. 18. 12. byla navíc na poli A a částečně i na poli B zmrzlá půda, přičemž se změnou skupenství vody se váže i podstatná změna dielektrické konstanty. Jak je však patrné z Obrázku 4, pokud je vlhkost půdy nízká,

nepromítne se změna dielektrické konstanty vody do celkové dielektrické konstanty půdy nijak výrazně. To je splněno zejména u pole A, kde byla vlhkost 5,6 % a měření tak byla ponechána ve výzkumu.

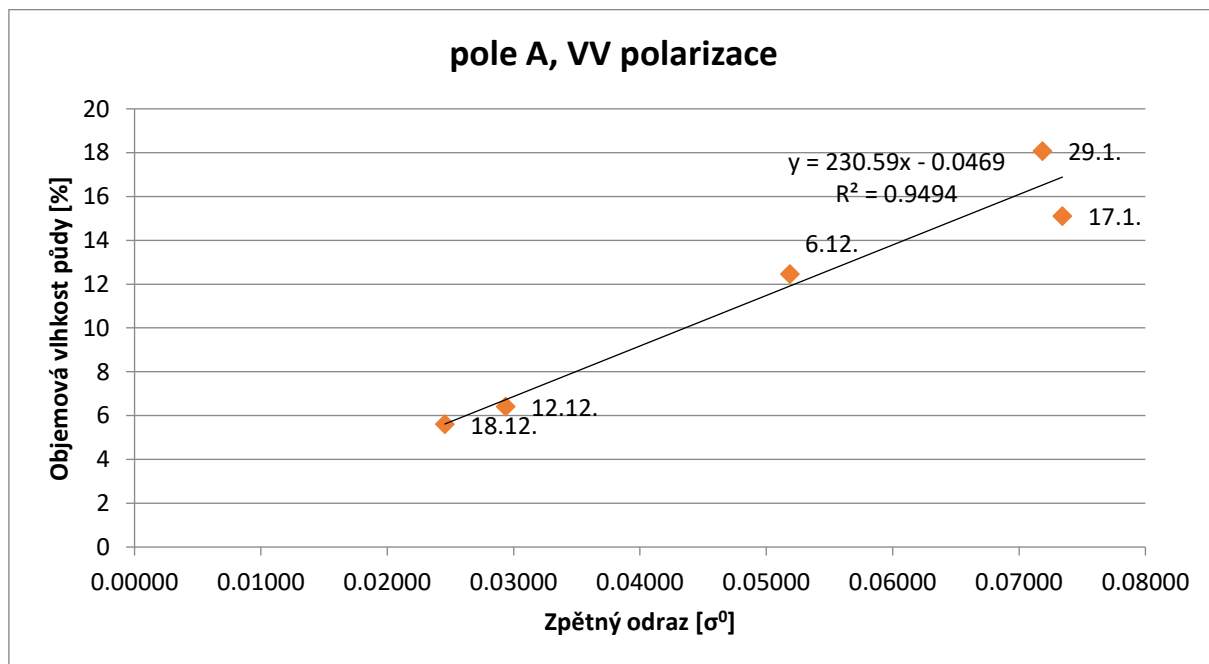
5.1.2 Korelace vlhkosti a radarových dat

Na Obrázku 18 je patrné, že na poli A, kde byla po celou dobu sledování konstantní drsnost povrchu, je velká závislost mezi naměřenou hodnotou objemové vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření v polarizaci VV. Koeficient determinace (R^2) dosahuje dokonce hodnoty 0,95, toto číslo je však nutné brát s rezervou, protože jej ovlivňuje nízký počet měření. Ze stejného důvodu nelze přesvědčivě určit, zda se jedná o lineární či jinou závislost. Při výpočtu koeficientu determinace pro další druhy závislosti se jeho hodnota měnila jen minimálně, stejně tak při převodu zpětného odrazu do dB, pro porovnávání byla tedy ponechána lineární závislost. Přesto lze konstatovat silnou korelaci, kde byla možná chyba minimalizována průměrováním více in-situ měření a stejně tak průměrováním radarového odrazu za celé pole.

Z daného měření lze sestavit následující rovnici pro výpočet vlhkosti půdy:

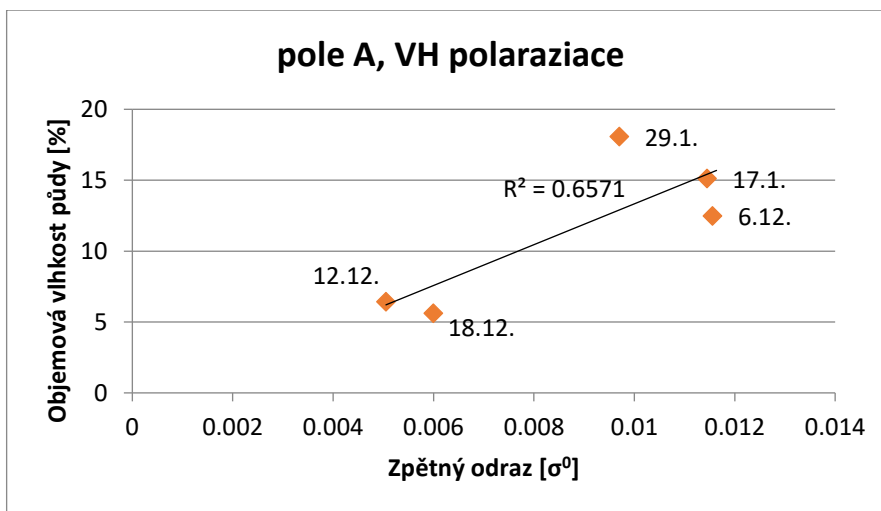
$$M_v = 230,59 * \sigma^0 - 0,0469$$

kde M_v je objemová vlhkost půdy a σ^0 je zpětný odraz radarového záření. Tato rovnice je však platná pouze pro konkrétní pole při dané drsnosti povrchu.

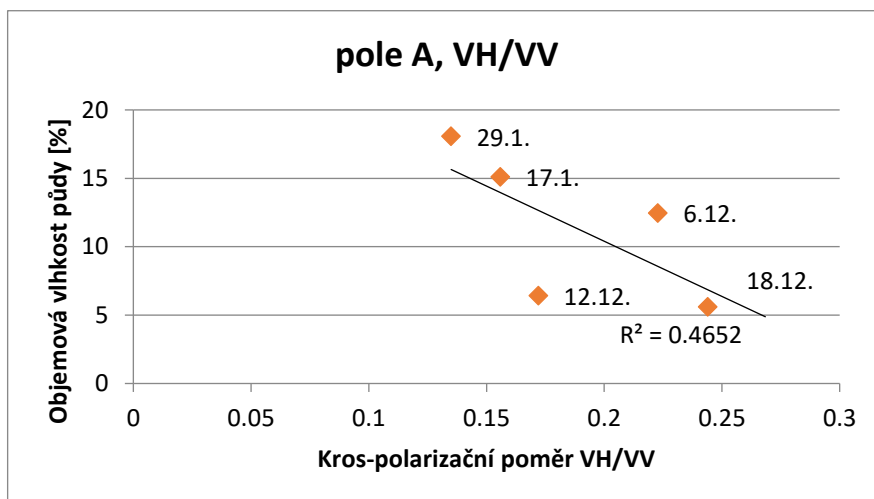


Obrázek 18: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole A, VV (Zdroj: vlastní)

Obrázek 19 ukazuje obdobně jako předchozí graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu, zde je však použito VH polarizace, a je vidět, že koeficient determinace klesl na 0,66, což je v souladu s předpokladem, že VH polarizace je více ovlivněna geometrickými vlastnostmi povrchu. Důležitější je však Obrázek 20, který ukazuje závislost mezi vlhkostí půdy a kros-polarizačním poměrem (VV/VH), který má podle dané hypotézy odstraňovat vliv drsnosti povrchu a sloužit pro lepší odhad vlhkosti půdy. Při pohledu na tento graf je však patrné, že koeficient determinace klesl na 0,47, a navíc se jedná o negativní korelaci. Jelikož byla drsnost povrchu na poli A konstantní, nedalo se předpokládat, že by zahrnutí kros-polarizačního poměru přineslo výrazné zlepšení, aby byl ale kros-polarizační poměr užitečný, měly by být v tomto případě výsledky srovnatelné s VV polarizací. To se však nestalo a zahrnutí kros-polarizačního poměru v tomto případě znamená značné zhoršení přesnosti.



Obrázek 19: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole A, VH (Zdroj: vlastní)



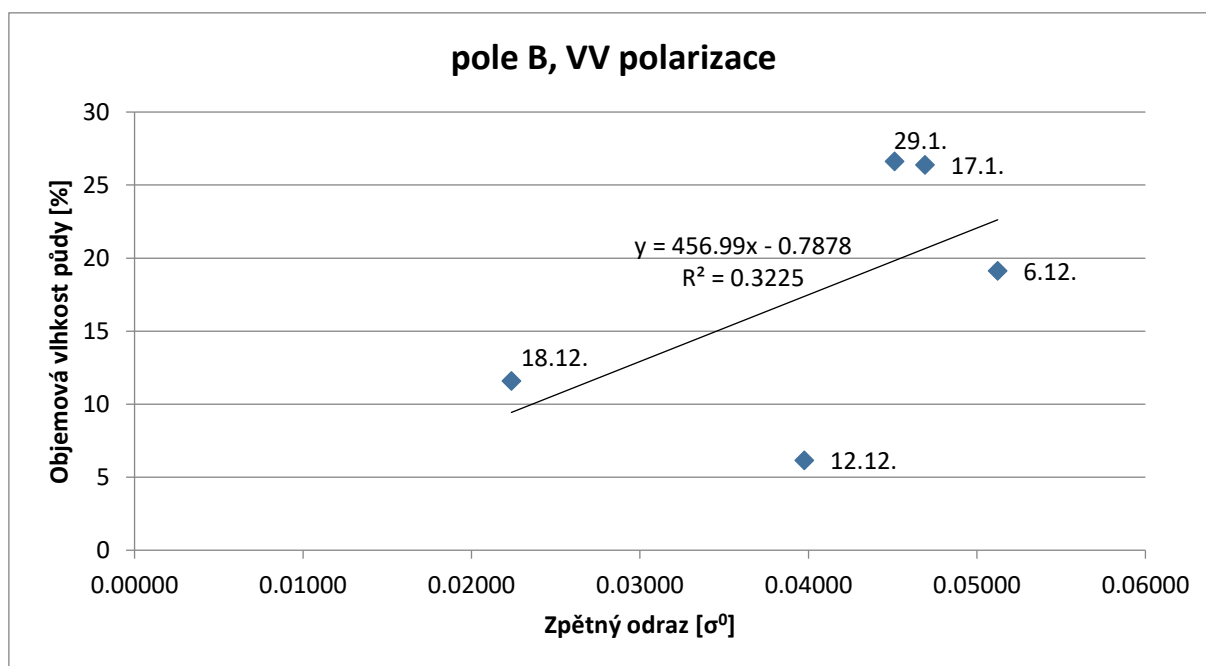
Obrázek 20: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole A, VH/VV (Zdroj: vlastní)

Naproti tomu na poli B byla situace jiná. Toto pole bylo mezi 12. 12 a 18. 12. uválcováno, čímž došlo k velké změně drsnosti povrchu. To lze dobře pozorovat na Obrázku 21, který ukazuje závislost zpětného odrazu v polarizaci VV a vlhkosti půdy. Zde se hodnoty z dat 6. 12. a 12. 12. (před uválcováním) výrazně odchyľují od hodnot po uválcování, stejně tak koeficient determinace dosahuje pouze hodnoty 0,32. K dispozici bohužel není dostatek měření, abychom mohli vytvořit samostatný model pro stav před uválcováním a stav po uválcování, a tak se můžeme jen domnívat, že by v takovém případě došlo ke zvýšení korelace, Obrázek 21 tomu však napovídá. S jistotou však můžeme říct, že je zde patrný rozdíl mezi polem A, na kterém byl povrch po celou dobu konstantní, a polem B, kde se povrch měnil, na poli A dosahoval koeficient determinace 0,95, přičemž na poli B pouze 0,32.

Můžeme stejně jako u pole A sestavit rovnici pro výpočet vlhkosti půdy:

$$M_v = 456,99 * \sigma^0 - 0,7878$$

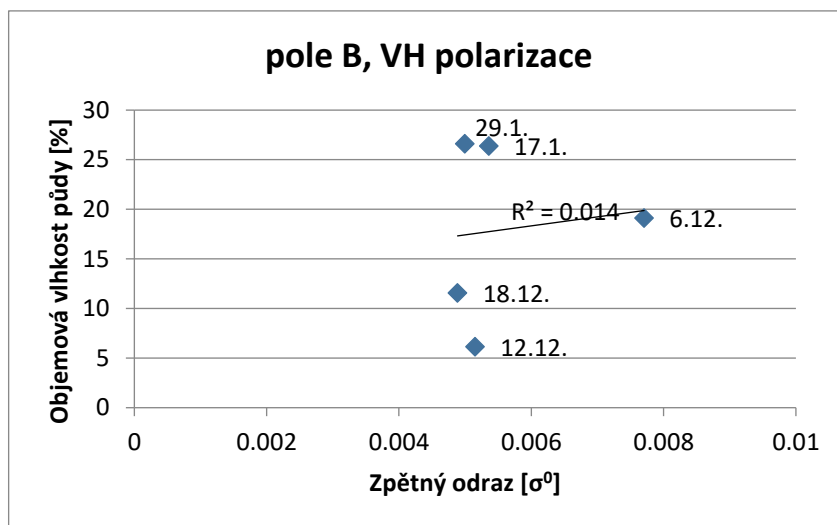
kde M_v je objemová vlhkost půdy a σ^0 je zpětný odraz radarového záření. V tomto případě je však výsledek zatížen velkou chybou.



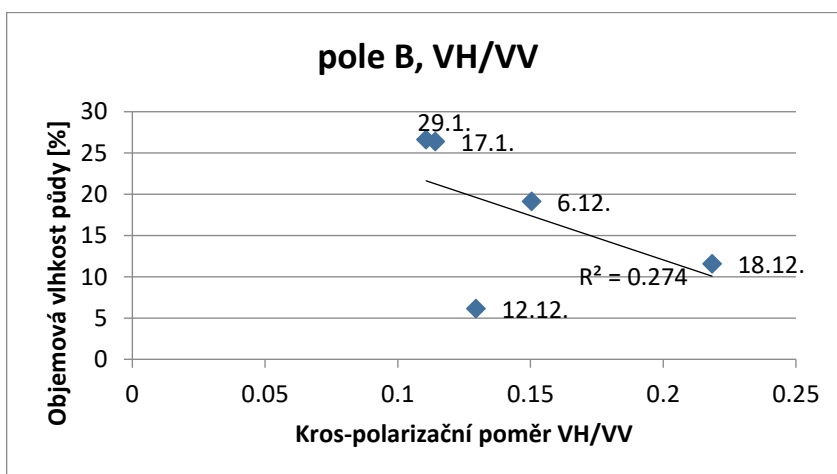
Obrázek 21: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole B, VV (Zdroj: vlastní)

Obrázek 22 a Obrázek 23 ukazují závislost vlhkosti půdy na radarovém odrazu v polarizaci VH a při použití kros-polarizačního poměru. Je zřejmé, že VH polarizace je stejně jako u pole A méně citlivá na vlhkost půdy, koeficient determinace je v tomto případě pouze 0,01, což značí téměř nulovou korelaci. Jelikož došlo během výzkumu na poli B ke změně drsnosti povrchu, je zajímavé podívat se na výsledky korelace s použitím kros-polarizačního poměru, zde by mělo jeho použití podle hypotézy lépe odstraňovat vliv drsnosti povrchu. Z daného grafu je ovšem patrné, že došlo, stejně jako v případě pole A, ke snížení koeficientu determinace a případný odhad vlhkosti by tak byl méně přesný než při použití

pouze VV polarizace. Z daných výsledků je tak možné vyvodit, že použití kros-polarizačního poměru VV/VH neznamenal žádný přínos.



Obrázek 22: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole B, VH (Zdroj: vlastní)



Obrázek 23: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření pole B, VH/VV (Zdroj: vlastní)

5.1.3 Ohův model

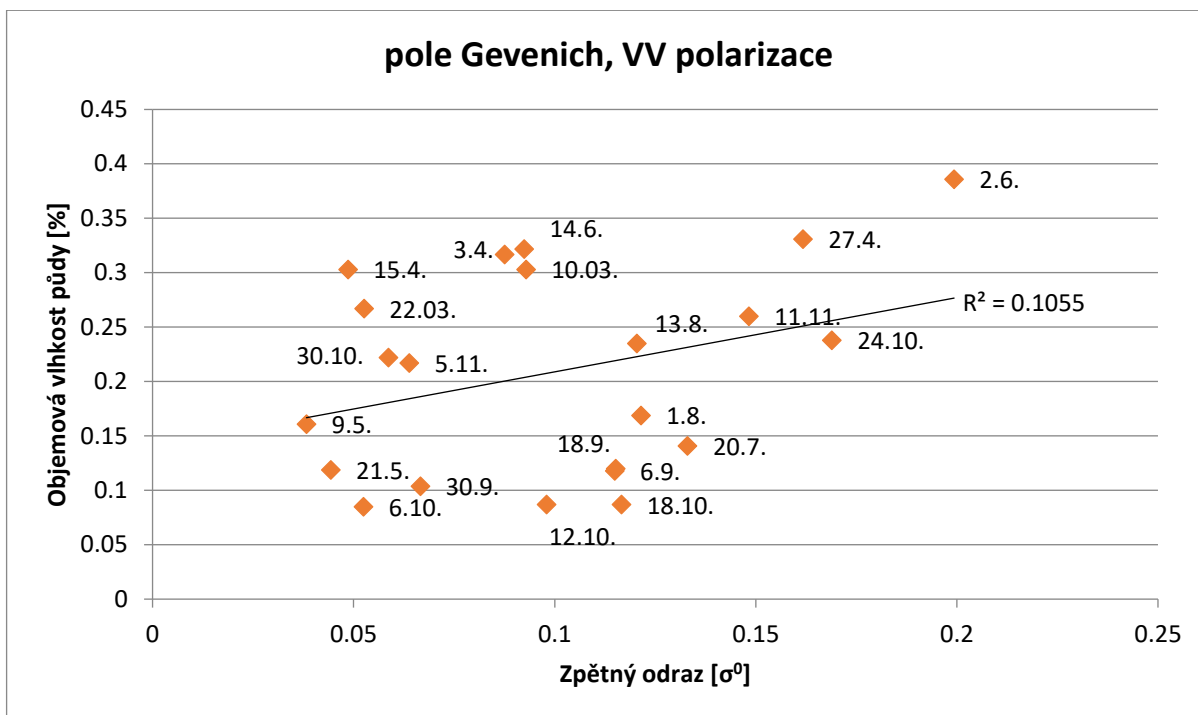
Jak bylo uvedeno v metodické části, vlhkost půdy bylo možné vypočítat též pomocí Ohova modelu. Použitá data Sentinel-1 obsahují ale pouze polarizaci VV a VH, proto bylo možné aplikovat jen část modelu, kdy bylo nejprve z rovnice pro $q (= \sigma_{vh}^0 / \sigma_{vv}^0)$ vypočteno ks , které bylo poté dosazeno do rovnice pro σ_{vh}^0 . Tento postup uvádí Oh (2004), zdůrazňuje ale, že by ho mělo být využito pouze pro zpřesnění základního výpočtu, do kterého vstupuje $p (= \sigma_{hh}^0 / \sigma_{vv}^0)$. Tato část Ohova modelu byla zkušebně aplikována na data z pole A, ale ve všech případech výpočet selhal již v prvním kroku při výpočtu ks . Kros-polarizační poměr nabýval totiž ve všech případech hodnot vyšších než -10 dB a při výpočtu ks tak

bylo logaritmováno záporné číslo. V případě pole B bylo možné vlhkost pomocí Ohova modelu spočítat ve dvou případech, oba výpočty však vykazovaly velmi vysokou odchylku (vypočtena byla 14,3% a 12,4% vlhkost, měřena byla 27,3% a 26,6% vlhkost). Podobných výsledků bylo dosaženo i s daty z německé a české části výzkumu, kdy ve většině případů výpočet selhal. Jak uvádí Oh (2004), metoda je limitována na určitý rozsah s , daný frekvencí snímání (například pro 5,3 GHz platí, že $s < 3,15$ cm). Přestože drsnost povrchu nebyla v rámci terénního výzkumu měřena, lze se domnívat, že zoraná pole svou drsností do tohoto rozmezí nespádala, a to bylo důvodem, proč výpočet ve většině případů nebyl možný. Lze tak konstatovat, že použití Ohova modelu pro získání informace o vlhkosti půdy z radarových dat Sentinel-1 není vhodné.

5.2 Německo

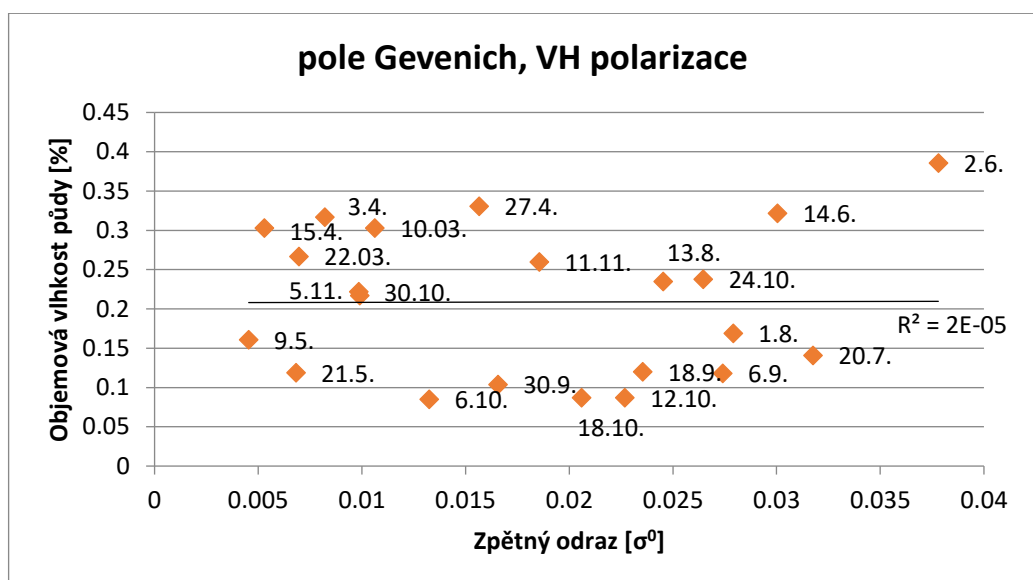
V části výzkumu zpracované na území Německa bylo pracováno s pozemní daty TERENO, které byly porovnávány se zpětným radarovým odrazem. Sledované období pokrývá časový úsek od 10. 3. 2016 do 11. 11. 2016, data jsou k dispozici z pěti měřicích stanic a ve všech případech se jedná o zemědělská pole. Lze tedy předpokládat, že během sledovaného období docházelo na polích ke značným změnám v drsnosti povrchu, způsobeným zejména vegetačním růstem plodin a zemědělskou úpravou polí. Podle dané hypotézy by mělo být ovlivnění dané těmito změnami v drsnosti povrchu sníženo použitím kros-polarizačního poměru. Pro prezentování výsledků bylo vybráno pole Gevenich, které je podle posouzení z leteckých snímků v nejlepší pozici vzhledem k ovlivnění vedlejšími objekty.

Na Obrázku 24 vidíme graf závislosti pro VV polarizaci, a i když je zde patrný jistý trend, koeficient determinace je nízký (0,11), takže odhad vlhkosti půdy by byl zatížen velikou chybou. Je tak patrné, že velikost zpětného odrazu radarového záření v tomto případě ovlivňují kromě vlhkosti půdy významně i další parametry.

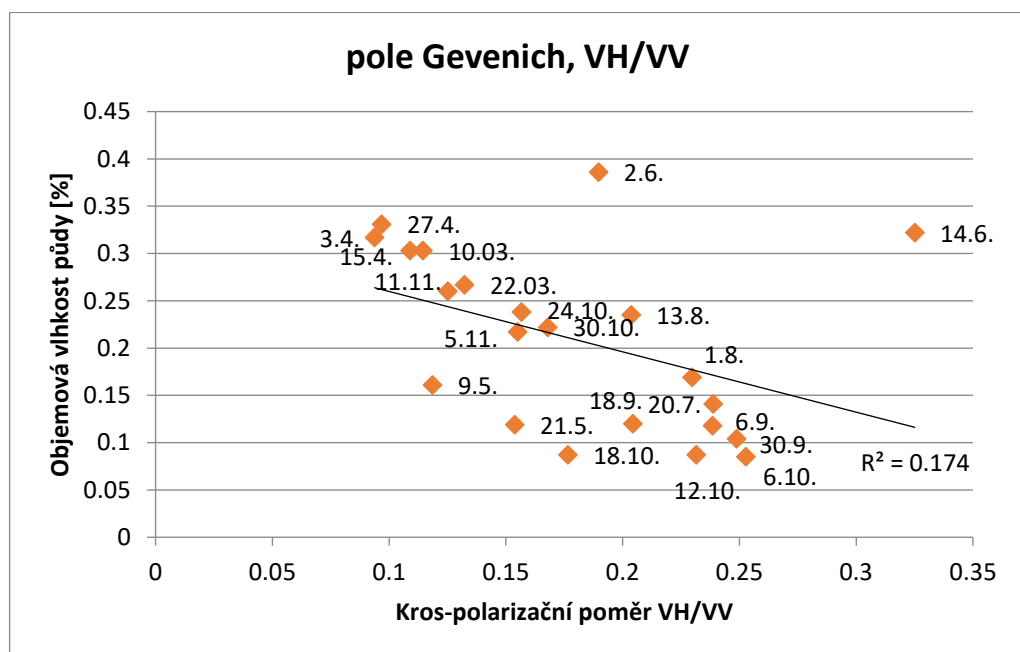


Obrázek 24: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Gevenich, VV (Zdroj: vlastní)

Následující graf (Obrázek 25) ukazuje závislost vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření s polarizací VH. Stejně jako v předchozích případech i zde se ukazuje, že samotná VH polarizace není pro určování vlhkosti půdy vhodná, koeficient determinace je v tomto případě téměř roven nule. Na Obrázku 26 je závislost vlhkosti půdy a kros-polarizačního poměru. Podle hypotézy by měl v tomto případě lépe korelovat s vlhkostí půdy než samotný zpětný odraz ve VV polarizaci. Koeficient determinace v tomto případě dosahuje 0,17, takže zde skutečně určité zlepšení nastává, nelze však mluvit o tom, že by kros-polarizační poměr dokázal výrazněji odstranit vliv drsnosti povrchu a případné ostatní vlivy. Korelace byla vypočtena i pro ostatní čtyři pole ze sítě TERENO a v žádném případě neznamenovalo použití kros-polarizačního poměru výrazné zlepšení (viz Tabulka 7). V případě pole Merzenhausen se dokonce koeficient determinace výrazně snížil z 0,26 při použití VV polarizace na 0,01 při použití kros-polarizačního poměru.



Obrázek 25: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Gevenich, VH (Zdroj: vlastní)



Obrázek 26: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Gevenich, VH/VV (Zdroj: vlastní)

Tabulka 7: Koeficienty determinace, stanice TERENO (Zdroj: vlastní)

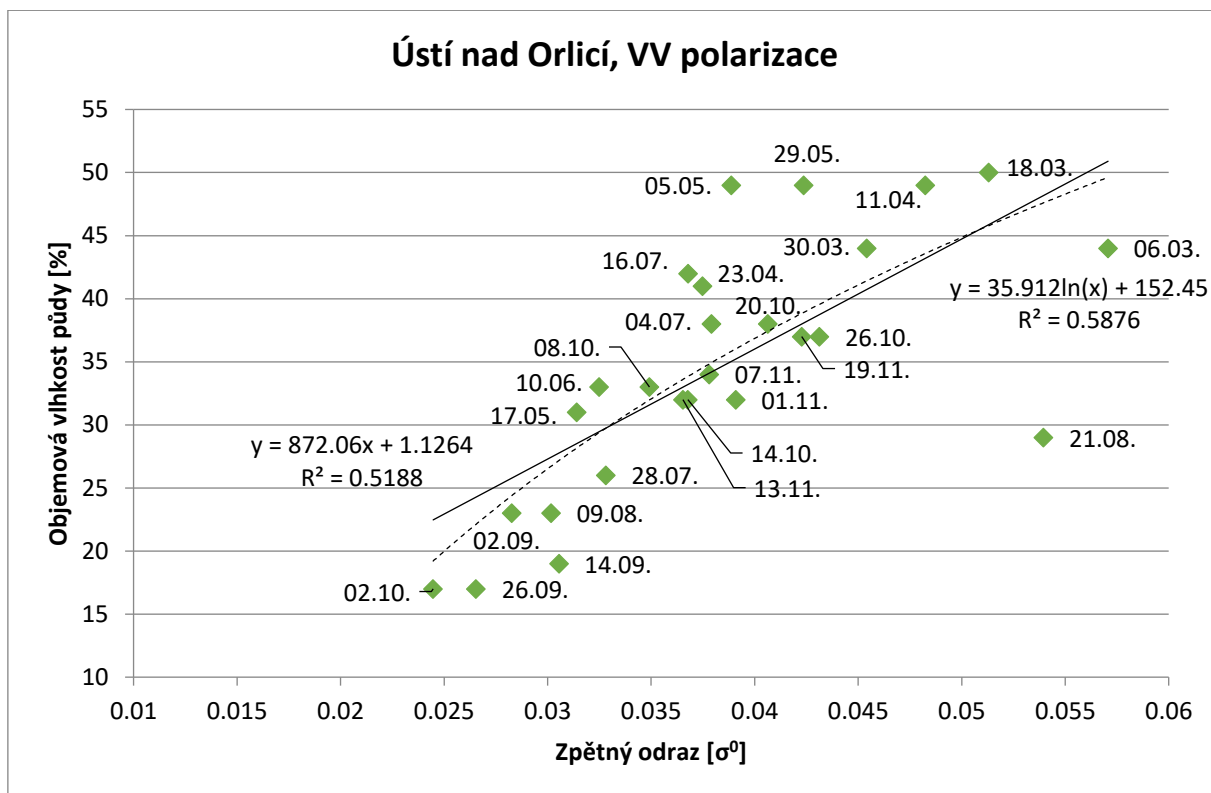
Pole	R ² pro VV	R ² pro VH	R ² pro VH/VV
Gevenich	0,11	0,00	0,17
Merzenhausen	0,26	0,15	0,01
Selhausen	0,03	0,11	0,24
Schoeneseiffen	0,01	0,00	0,04
Wildenrath	0,07	0,05	0,21

5.3 Česko

V rámci části výzkumu na území Česka bylo pracováno s daty o objemové vlhkosti půdy poskytnuté ČHMÚ. K dispozici byla časová řada měření od 3. 6. do 19. 11. 2016, přičemž měření probíhalo v 7 hodin ráno místního času. Radarové snímky byly pořizovány v 5:09 greenwichského času, což odpovídá 6:09 středoevropského času. Měření tak probíhalo přibližně po 50 minutách po času snímání radarového snímku. Výzkum byl proveden na třech územích, přičemž v případě Ústí nad Orlicí a Liberce se jednalo o zatravněné plochy nezpevněného letiště, kde je udržován nízký trávník. V případě Doksan se jedná o zemědělské pole. Během celého sledovaného období nebyla zaznamenána zmrzlá půda na žádném ze sledovaných území.

Obrázek 27 ukazuje korelaci vlhkosti půdy a zpětného odrazu z plochy letiště v Ústí nad Orlicí. Koeficient determinace je v tomto případě relativně vysokých 0,52 při lineární závislosti (plná čára), případně 0,59, pokud použijeme závislost logaritmickou (přerušovaná čára). Při pohledu na graf jsou zde patrné dvě odlehlé hodnoty 6. 3. a 21. 8. V případě srpnové hodnoty je možné, že přesnost měření ovlivnily výrazné srážky (24 hodinový úhrn: 13,9 mm), v případě březnového měření je možné, že na území ležela vrstva sněhu (informace o sněhové pokrývce nejsou bohužel k dispozici). Pokud tato dvě sporná měření odstraníme, získáváme koeficient determinace 0,78 v případě lineární závislosti a 0,79 v případě logaritmické závislosti. Variabilita v objemové vlhkosti půdy tak vysvětluje až ze 79 % variabilitu ve zpětném radarovém odrazu, a lze tedy hovořit o vysoké závislosti. Rovnice pro výpočet vlhkosti půdy by v tom případě vypadala takto:

$$M_v = 1326,7 * \sigma^0 - 14,6$$



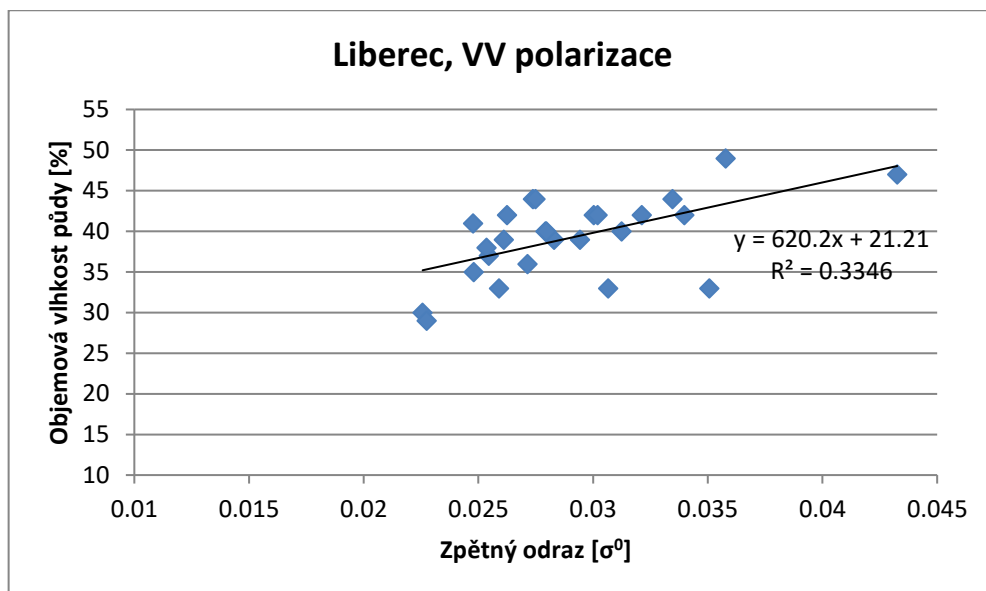
Obrázek 27: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Ústí nad Orlicí (Zdroj: vlastní)

I v případě českého výzkumu byla zkoumána též závislost na zpětném odrazu v polarizaci VH a kros-polarizovaného poměru na vlhkosti půdy. Stejně jako v předchozích případech byl koeficient determinace menší, a to 0,17 v případě VH polarizace a 0,06 v případě kros-polarizovaného poměru, tedy slabší závislost. Z tohoto důvodu zde už nejsou dané grafy uváděny, hodnoty koeficientů determinace shrnuje Tabulka 8.

Tabulka 8: Koeficienty determinace, stanice ČHMÚ (Zdroj: vlastní)

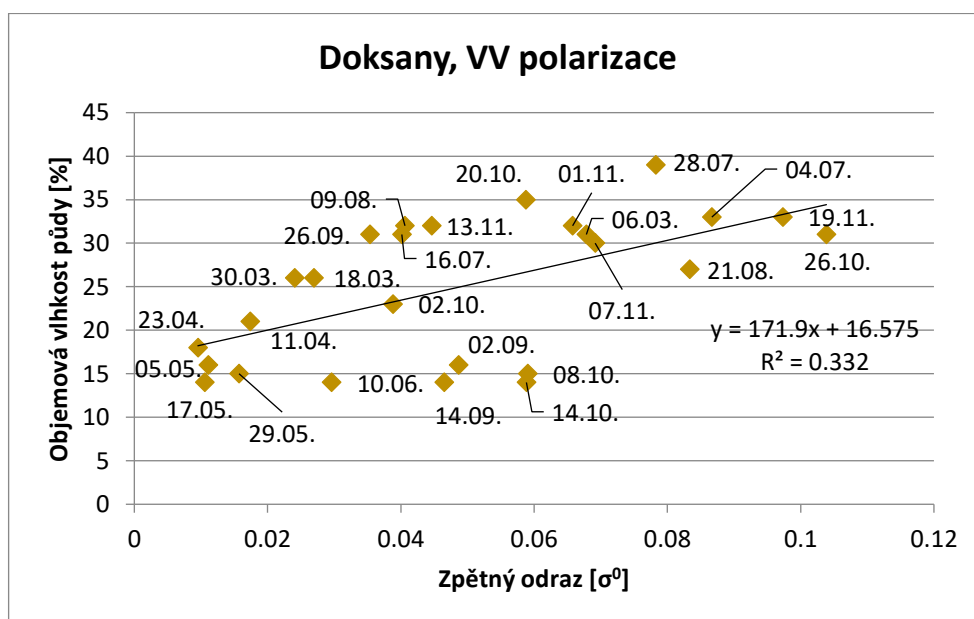
Území	R ² pro VV	R ² pro VH	R ² pro VH/VV
Ústí nad Orlicí	0,52	0,17	0,06
Liberec	0,33	0,29	0,29
Doksany	0,33	0,21	0,11

Obrázek 28 ukazuje situaci na zájmovém území v Liberci, jímž byla stejně jako v předešlém případě plocha zatravněného neznepevněného letiště. Pozorovat zde však můžeme výrazně menší závislost, koeficient determinace dosahuje pouze 0,33. Data z tohoto území bohužel trpí tím, že naprostá většina hodnot vlhkosti půdy se pohybuje pouze v intervalu od 33 % do 45 % a zcela tak zde chybí informace o zpětném odrazu v případě suché půdy. Z tohoto důvodu musíme brát vypočtené hodnoty s rezervou, protože data nejsou dostatečně reprezentativní.



Obrázek 28: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Liberec (Zdroj: vlastní)

Poslední graf (Obrázek 29) vyjadřuje závislost vlhkosti půdy na zpětném odrazu na zemědělském poli u stanice Doksany. Jak je patrné z grafu, hodnoty vlhkosti půdy zde pokrývají širokou škálu vlhkosti od suché až po velmi mokrou půdu. Koeficient determinace je ale v tomto případě relativně nízký, dosahuje pouze 0,33. Na rozdíl od Ústí nad Orlicí a Liberce, kde se jedná o plochu s relativně konstantním povrchem, zde se jedná o zemědělské pole, kde se během zemědělských prací a vegetačního cyklu rostlin velmi mění drsnost povrchu. Protože je zde více parametrů určujících zpětný odraz, případný výpočet vlhkosti půdy by byl zatížen velkou chybou, obdobně jako u zemědělských polí v německé části výzkumu.



Obrázek 29: Graf závislosti vlhkosti půdy a zpětného odrazu radarového záření, Doksany (Zdroj: vlastní)

6 DISKUSE

Určování vlhkosti půdy z dat pořízených v mikrovlnné části spektra se zabývá mnoho studií. V případě pasivních metod existuje řada radiometrů, které produkují mapy vlhkosti půdy pomocí měření emitovaného povrchem Země. Nevýhodou této metody měření je však jen malé prostorové rozlišení snímků. Použití aktivních metod, zejména SAR, tuto nevýhodu odstraňuje. Radarové snímky snímané SAR mají běžně rozlišení jednotek až desítek metrů. SAR snímky ale trpí šumem *speckle* a zejména tím, že při vyšším prostorovém rozlišení se více projevuje vliv drsnosti povrchu a získání informace o vlhkosti půdy se tak komplikuje (Wagner et al., 2009).

Výzkumy zabývající se určování vlhkosti půdy z radarových dat s vysokým rozlišením mají tak většinou charakter případových studií na omezeném a dobře popsáném území a se specifickými radarovými daty (data s více polarizacemi, data snímaná pod různými úhly či data pořízená v různých frekvenčních pásmech) (Kasischke et al., 2009; Srivastava et al., 2003). Nedílnou součástí takovýchto studií jsou též podrobná in-situ data. Vlhkost půdy je měřena často TDR instrumenty a kromě vlhkosti jsou též měřeny parametry drsnosti povrchu, což znamená, že tyto projekty jsou finančně a časově náročné.

Získání kvalitních in-situ dat pro výzkum této diplomové práce se proto ukázalo být prvním problémem. Měřiče vlhkosti půdy na principu TDR byly mimo naše finanční možnosti. Byl zakoupen přístroj *Lutron PMS-714*, který je založen na měření elektrické kapacity půdy. Během měření v terénu však přístroj vykazoval příliš velkou chybu a naměřená hodnota byla velice závislá na tom, jak silný byl kontakt sondy s půdou. Jinými slovy, pokud byla půda v daném místě tuhá, na sondu bylo potřeba vyvinout větší tlak a naměřená hodnota vlhkosti půdy byla větší než v místě, kde byla půda více prokypřená a kontakt tak nebyl dokonalý. Proto bylo terénní měření doplněno termogravimetrickou metodou, která nakonec sloužila jako hlavní zdroj informace o vlhkosti půdy na zkoumaných územích výzkumu v Řecku. Termogravimetrická metoda je základní přímá technika měření vlhkosti půdy, je ale komplikovanější, protože vyžaduje další návaznou práci v laboratoři.

Dále bylo potřeba měřit objemovou vlhkost půdy, protože výsledná hodnota dielektrické konstanty pak není ovlivněna objemovou hmotností půdy (*bulk density*) a proto pak lépe koreluje se zpětným radarovým odrazem (Dobson a Ulaby, 1998). Pokud chceme měřit objemovou vlhkost za použití termogravimetrické metody, je potřeba sbírat vzorky se známým objemem. Toho bylo při výzkumu docíleno sběrem vzorků do upravené injekční stříkačky, které bylo odstraněno úzké hrdlo. Technika se tak podobala sběru vzorků při použití Kopeckého válečků (Rejšek, 1999). Sběr neporušených půdních vzorků byl ale na povrchu zemědělských polí problematický, protože mnohdy stačil i malý tlak okrajů válce a půda byla deformována. To mohlo být základem pro vznik chyb, proto bylo při každém měření

sebráno šest vzorků z různých částí pole a z nich vypočten hodnoty vlhkosti půdy byly průměrovány (přičemž zjevně špatné vzorky byly vynechány), tím by měly být výrazné chyby eliminovány.

Měřeno bylo celkem v pěti časových horizontech, při nichž se podařilo dobře pokrýt škálu vlhkosti půdy od výrazně suché až po mokrou. Harmonogram sběru dat původně obsahoval více časových horizontů, některé však musely být vynechány kvůli extrémním podmínkám, kdy na zájmovém území ležela vrstva sněhu či byl povrch pole zcela zmrzlý. Zde je potřeba kriticky říci, že výsledný počet měření je nízký, čehož si je autor vědom, ale jak již bylo uvedeno výše, hodnota vlhkosti půdy byla průměrována z více vzorků a stejně tak hodnota intenzity zpětného odrazu byla průměrována v rámci celého pole. Tím byl vznik chyb a nepřesností minimalizován.

Díky vlastnímu sběru dat o vlhkosti půdy v řecké části výzkumu mohl být zároveň kontrolován i povrch zkoumaných polí a jeho případné změny, které by se projevíly ve změně intenzity zpětného odrazu. Parametry drsnosti povrchu nebyly přímo měřeny, protože to by vyžadovalo další speciální nástroje. Tyto změny byly pozorovány vizuálně. Naproti tomu při výzkumu na německém a českém území bylo využito již existujících dat a průzkum tak v terénu fyzicky neprobíhal. Nebylo tedy možné dostatečně sledovat změny v drsnosti povrchu. V případě zájmových území, která byla zemědělskými poli, byly předpokládány významné změny způsobené zemědělskými pracemi a růstem plodin. V případě Liberce a Ústí nad Orlicí, kdy byla zájmová území plochou travnatého letiště, byly naopak předpokládány změny minimální.

Radarová data Sentinel-1 jsou výjimečná svým časovým i prostorovým rozlišením, souvislou časovou řadou i dostupností. Z tohoto hlediska je důležité a přínosné je zkoumat a využívat v různých uplatněních. Z hlediska získávání informace o vlhkosti půdy je však jejich využití limitováno tím, že v (nad souší převládajícím) módu IW je snímáno v duální polarizaci VV+VH, pod konstantním úhlem pohledu a v jednom frekvenčním pásmu C. Přitom, jak je uvedeno v rešeršní části, modely pro výpočet vlhkosti půdy často pracují s polarizacemi VV+ HH, případně VH (Dubois et al., 1995; Oh, 2004; Fung a Chen, 2010) či s různými úhly pohledu (Srivastava et al., 2003), díky čemuž jsou schopny lépe odstraňovat vliv drsnosti povrchu. Kvůli tomuto omezení bylo v práci místo takovýchto modelů využito statistického přístupu v první fázi s předpokladem konstantní drsnosti povrchu. V druhé fázi byla snaha eliminovat vliv drsnosti povrchu pomocí použití kros-polarizačního poměru $\sigma_{vh}^0/\sigma_{vv}^0$.

Z výsledků řecké části výzkumu je patrné, že se podařilo prokázat silnou závislost mezi intenzitou zpětného odrazu v polarizaci VV a objemovou vlhkostí půdy v případě, kdy byla na poli A konstantní drsnost povrchu a veškeré změny v intenzitě zpětného odrazu tak byly výsledkem změn pouze jednoho parametru – vlhkosti půdy. V tomto případě dosahoval koeficient determinace vysoké hodnoty 0,95, což lze interpretovat tak, že 95 % variability zpětného odrazu je vysvětleno variabilitou vlhkosti půdy. To značí velmi silnou závislost a pomocí lineární regrese lze sestavit rovnici pro výpočet vlhkosti půdy z hodnoty zpětného odrazu. V případě polarizace VH je tento koeficient roven pouze hodnotě 0,66, což odpovídá tvrzení, že VH polarizace je na vlhkost půdy méně citlivá (Chauhan a Srivastava, 2016). Na poli B byla přesnost výpočtu ovlivněna uvalčováním povrchu, takže byla změněna drsnost a předpoklad

konstantního povrchu tak již nebyl platný. Koeficient determinace byl v tomto případě menší, což odpovídá teoretickým předpokladům.

V práci byl využit kros-polarizačního poměru $\sigma_{vh}^0/\sigma_{vv}^0$, který vstupoval do lineární regrese stejně jako v případě polarizace VV či VH. Kros-polarizační poměr je znám například z Ohova modelu a hypotézou bylo, že jeho použití přinese zpřesnění výpočtu, zejména pak tam, kde se během výzkumu drsnost povrchu měnila. Tato hypotéza se ovšem ukázala být nesprávná, protože zahrnutí kros-polarizačního poměru $\sigma_{vh}^0/\sigma_{vv}^0$ neznamenal ani v jednom sledovaném případě výrazné zlepšení, naopak ve většině případů došlo ke snížení koeficientu determinace.

V německé části výzkumu bylo využito pozemních dat z pěti stanic sítě TERENO. Ve všech případech se jednalo o zemědělská pole s předpokládanou velkou variabilitou drsnosti povrchu. Koeficienty determinace v tomto případě nikdy nepřekročily 0,25, naopak se téměř blížily nule. To znamená, že jen malé procento variability zpětného odrazu je vysvětleno variabilitou vlhkosti půdy a dané veličiny jsou na sobě v případě zemědělských polí téměř nezávislé. Přestože se tyto podmínky velmi liší od ideálních podmínek v řeckém výzkumu (kde nebyla žádná vegetace a stabilní drsnost povrchu) a je tedy pochopitelné snížení korelace, je překvapivé, do jaké míry jsou na sobě zpětný odraz a vlhkost půdy v tomto případě nezávislé.

Zde je potřeba zmínit jeden možný zdroj chyby, kterému se ovšem nešlo za daných okolností vyvarovat. Měření na stanicích TERENO neprobíhají přímo na území zemědělských polí, na kterých byla měřena průměrná intenzita zpětného odrazu, nýbrž stanice se nacházejí v jejich těsné blízkosti na pozemku s travnatým povrchem. Kvůli rozdílnému vegetačnímu krytu tak zde mohla být vinou rozdílné evapotranspirace rozdílná i hodnota vlhkosti půdy, a to zejména v prvních centimetrech povrchu, které ovšem zároveň mají největší vliv na zpětný odraz. Samotné pozemky sítě TERENO jsou ale příliš malé na to, aby na nich tato analýza probíhala. Ostatně narážíme zde na obecný problém kalibrace a validace měření DPZ, kdy bodová pozemní měření reprezentují naprosto odlišné měřítko oproti plošnému měření pomocí DPZ.

V české části výzkumu byla zájmová území ve dvou případech plochou nezpevněného zatravněného letiště, kde je sečením udržovaná nízká vegetace. Proto zde bylo předpokládáno větší ovlivnění zpětného odrazu variabilitou vlhkosti půdy než variabilitou vegetace a drsnosti povrchu. V případě Ústí nad Orlicí, kde byla variabilita vlhkosti půdy zachycena v celé škále od suché po mokrou půdu, dosahuje koeficient determinace až 0,79 (v případě vyloučení sporných měření a použití logaritmického měřítka). Až 79 % variability hodnoty zpětného odrazu v polarizaci VV je vysvětleno variabilitou vlhkosti půdy. To je silná závislost a ostatní parametry v tomto případě hrají jen malou roli. Pomocí lineární regrese byla vypočtena rovnice pro výpočet jak pro lineární, tak pro logaritmický model.

V případě Liberce, kde panovaly podobné podmínky, co se týče povrchu zájmového území, se však takto silná závislost neprojevila. Možným vysvětlením je, že měření vlhkosti půdy nepokrývalo celou škálu hodnot, ale naopak je měřena pouze půda s vysokou hodnotou vlhkosti. Měření tak nejsou

dostatečně reprezentativní, což se mohlo projevit v přesnosti výpočtu. Je ale možné, že zde hraje roli ještě jiný faktor, který ovšem není možné identifikovat, protože místní podmínky na zájmovém území nebyly sledovány.

U meteorologické stanice v Doksanech bylo jako zájmové území zvoleno zemědělské pole a koeficient determinace dosahuje podobně nízkých hodnot jako v případě výzkumu na zemědělských polích na německém území. Ostatní parametry jako vegetace a drsnost povrchu tak zde hrají větší roli. Stejně jako u německé části výzkumu nebyla v tomto případě vlhkost měřena přímo v půdě zemědělského pole, za které byla průměrována intenzita zpětného odrazu, ale na pozemku ČHMÚ, kde je udržován trvalý nízký trávník (Vráblík, 2017). To mohlo být zdrojem chyb. Naproti tomu v případě Ústí nad Orlicí a Liberce se povrch a vegetace pozemku ČHMÚ, na kterém byla měřena vlhkost půdy, velmi podobá povrchu a vegetaci na ploše letiště, kde byl měřen průměrný zpětný odraz.

V rámci výzkumu byla též zkoumána využitelnost Ohova modelu, respektive jeho části. Výpočet však ve většině případů selhal kvůli tomu, že kros-polarizační poměr nabýval příliš vysokých hodnot. Použití Ohova modelu pro získání informace o vlhkosti půdy z dat Sentinel-1 proto není vhodné.

Při srovnání s podobnými studiemi, které byly rozebrány v řešeršní části práce, bylo většinou dosaženo podobných výsledků. Studie dosahují podobných přesností určení vlhkosti půdy, přičemž lepší výsledků je dosaženo ve studiích využívajících dat s více polarizacemi (Ulaby et al., 1996; Oh, 2004) či s různými úhly pohledu (Srivastava et al., 2003). Stejně jako v této práci i v ostatních studiích je nalezena větší závislost zpětného odrazu na vlhkosti půdy v případě holé půdy (El Hajj et al., 2014) než v případě povrchu pokrytého vegetací (Kasischke et al., 2009). Na omezení kvůli chybějící polarizaci HH u Sentinel-1 dat naráží Alexakis et al. (2017). Některé studie si tak vypomáhají dalšími daty, například NDVI ze Sentinel-2 (Gao et al., 2017).

7 ZÁVĚR

Hlavním cílem této diplomové práce bylo najít a kvantifikovat souvislost mezi intenzitou odraženého záření z dat Sentinel-1 a vlhkostí půdy v měřítku na úrovni zemědělských polí. Výzkum byl rozdělen do tří částí se zájmovými územími v Řecku, Německu a Česku.

První část vycházela z vlastního měření objemové vlhkosti půdy gravimetrickou metodou, probíhala na dvou zemědělských polích v Řecku a v případě prvního pole, kde byla po celou dobu konstantní drsnost povrchu, se podařilo prokázat vysokou závislost a sestavit rovnici pro výpočet vlhkosti půdy z hodnoty zpětného odrazu.

V druhé části bylo využito měření TERENO, kdy byl zpětný odraz radarového záření průměrován ze zemědělských polí s proměnlivou drsností povrchu a různým objemem biomasy. V těchto případech byl zpětný odraz jen málo závislý na vlhkosti půdy.

Třetí část byla založena na datech od ČHMÚ a v případě Ústí nad Orlicí, kde byla zájmovým územím plocha zatravněného letiště se stabilním povrchem, se prokázala silná závislost mezi zpětným radarovým odrazem v polarizaci VV a vlhkostí půdy.

Stanovené cíle se tak podařilo splnit, přičemž bylo zjištěno, že na holé i zatravněné půdě s konstantní drsností povrchu lze z dat Sentinel-1 s polarizací VV zjišťovat s relativně velikou přesností vlhkost půdy, naproti tomu u zemědělských polí během vegetační sezóny je zpětný odraz řízen více parametry a vlhkost půdy nelze přesně modelovat, a to ani za pomoci kros-polarizačního poměru. Přičemž využití běžně používaných modelů je limitováno vlastnostmi dat Sentinel-1.

Celá problematika odhadu vlhkosti půdy z radarových dat je velmi obsáhlá a existuje mnoho metod a přístupů, které se jí zabývají. Tato diplomová práce tak zdaleka nevyčerpává možnosti, které v tomto ohledu poskytují data Sentinel-1, ale naopak může sloužit jako podklad pro další práce. Možné další přístupy uvádí Walker et al. (2013), jsou to například interferometrické metody, kdy kombinace koherence a amplitudy může zlepšit odhad vlhkosti půdy (Ichoku et al., 1998). Dále pak je možné využít analýzu hlavních komponent, která může být užitečná při sledování vlhkosti půdy i dlouho po spadu srážek (Walker et al., 2013). Dále se nabízí spojení pasivních a aktivních metod a využití dat Sentinel-1 pro vylepšení prostorového rozlišení, podobně jako tomu je u SMAP (Das et al., 2011; Peng et al., 2017), či spojení s optickými daty při využití NDVI (Santi et al., 2013; Gao et al., 2017).

SEZNAM ZDROJŮ

- ALEXAKIS, D. D., MEXIS, F. D. K., VOZINAKI, A. E. K., DALIAKOPOULOS, I. N., TSANIS, I. K. (2017): Soil moisture content estimation based on Sentinel-1 and auxiliary earth observation products. A hydrological approach. *Sensors*, 17, č. 6, s. 1–16.
- BILSKIE, J. (2001): Soil water status: content and potential. Campbell Scientific, [cit 15. 5. 2017]. Dostupné z <<https://s.campbellsci.com/documents/de/technical-papers/soilh20c.pdf>>.
- CHAUHAN, S., SRIVASTAVA, H. S. (2016): Comparative Evaluation of the Sensitivity of Multi-Polarised Sar and Optical Data for Various Land Cover, 4, č. 1, s. 1–14.
- DAS, N. N., ENTEKHABI, D., NJOKU, E. G. (2011): An algorithm for merging SMAP radiometer and radar data for high-resolution soil-moisture retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49, č. 5, s. 1504–1512.
- DOBROVOLNÝ, P. (1998): Dálkový průzkum Země, Digitální zpracování obrazu. Masarykova univerzita v Brně, Brno, 210 s.
- DOBSON, M. C., ULABY, F. T. (1998): Mapping Soil Moisture Distribution with Imaging Radar. In: Henderson, F. M., Lewis, A. J. (eds.): *Principles & Applications of Imaging Radar*. John Wiley & Sons, New York, s. 407–433.
- DORIGO, W. A., WAGNER, W., HOHENSINN, R., HAHN, S., PAULIK, C., XAVER, A., GRUBER, A. DRUSCH, M., MECKLENBURG, S., VAN OEVELEN, P., ROBOCK, A., JACKSON, T. (2011): The International Soil Moisture Network: A data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, č. 5, s. 1675–1698.
- DUBOIS, P. C., VAN ZYL, J., ENGMAN, E. T. (1995): Measuring Soil Moisture with Imaging Radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33, č. 4, s. 915–926.
- EL HAJJ, M., BAGHDADI, N., BELAUD, G., ZRIBI, M., CHEVIRON, B., COURAULT, D., HAGOLLE, N., CHARRON, F. (2014): Irrigated grassland monitoring using a time series of TerraSAR-X and COSMO-SkyMed X-Band SAR data. *Remote Sensing*, 6, č. 10, s. 10002–10032.
- ESA (2017a): Sentinel-1 SAR – Revisit and Coverage, [cit 10. 5. 2017]. Dostupné z <<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/revisit-and-coverage>>.
- ESA (2017b): Sentinel-1 SAR – Product Types and Processing Levels, [cit 10. 5. 2017]. Dostupné z <<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/product-types-processing-levels>>.

ESA (2017c): TOPSAR Processing, [cit 28. 6. 2017]. Dostupné z <<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/technical-guides/sentinel-1-sar/products-algorithms/level-1-algorithms/topsar-processing>>.

ESA (2017d): Sentinel-1 SAR – Acquisition Modes [cit 28. 6. 2017]. Dostupné z <<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/acquisition-modes>>.

ESA (2017e): Sentinel-1 SAR – Observation Scenario Archive [cit 28. 6. 2017]. Dostupné z <<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1/observation-scenario/archive>>.

ESA (2017f): Parameters affecting radar backscatter [cit 5. 7. 2017]. Dostupné z <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/ers/instruments/sar/applications/radar-courses/content-2/-/asset_publisher/qIBc6NYRXfnG/content/radar-course-2-parameters-affecting-radar-backscatter>.

ESA (2017g): SNAP Help. Návod k programu SNAP 5.0 dostupná v prostředí programu [cit 5. 10. 2017].

FERRETTI, A., MONTI – GUARNIERI, A., PRATI, C., ROCCA, F. (2007): InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation, ESA publication TM19a, 48 s.

FUNG, A. K., CHEN, K. S. (2010): Microwave Scattering and Emission Models for Users. Artech House, Norwood, 446 s.

GAO, Q., ZRIBI, M., ESCORIHUELA, M. J., BAGHDADI, N. (2017): Synergetic use of sentinel-1 and sentinel-2 data for soil moisture mapping at 100 m resolution. *Sensors*, 17, č. 9, s. 1–21.

GORRAB, A., ZRIBI, M., BAGHDADI, N., MOUGENOT, B., FANISE, P., CHABAANE, Z. L. (2015): Retrieval of both soil moisture and texture using TerraSAR-X images. *Remote Sensing*, 7, č. 8, s. 10098–10116.

HORNÁČEK, M., WAGNER, W., SABEL, D. (2012): Potential for High Resolution Systematic Global Surface Soil Moisture Retrieval via Change Detection Using Sentinel-1. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 5, č. 4, s. 1303–1311.

ICHOKU, C., KARNIELI, A., ARKIN, Y., CHOROWICZ, J., FLEURY, T., RUDANT, J.P. (1998): Exploring the utility potential of SAR interferometric coherence images. *International Journal of Remote Sensing*, 19, č. 6, 1147–1160.

ISMN (2017): International Soil Moisture Network [cit 10. 6. 2017]. Dostupné z <<https://ismn.geo.tuwien.ac.at/>>.

KASISCHKE, E. S., BOURGEAU-CHAVEZ, L. L., ROBER, A. R., WYATT, K. H., WADDINGTON, J. M., TURETSKY, M. R. (2009): Effects of soil moisture and water depth on ERS SAR backscatter measurements from an Alaskan wetland complex. *Remote Sensing of Environment*, 113, s. 1868–1873.

KOLÁŘ, J. (2008): Radarová obrazová data a jejich využití. Studie, Czech space office, Praha, 55 s.

- KORNELSEN, K. C., COULIBALY, P. (2013): Advances in soil moisture retrieval from synthetic aperture radar and hydrological applications. *Journal of Hydrology*, 476, s. 460–489.
- MANSOURPOUR, M., RAJABI, M. A., BLAIS, J. A. R. (2006): Effects and Performance of Speckle Noise Reduction Filters on Active Radar and SAR Images. *International Journal of Technology And Engineering System (IJTES)*, 2, č. 1, s. 111–114.
- MAREŠ, P., RABUŠIC, L., SOUKUP, P. (2015): Analýza sociálněvědních dat (nejen) v SPSS. Masarykova univerzita, 509 s.
- NEST (2017): Next ESA SAR Toolbox Overview, Orthorectification, [cit 28. 10. 2017]. Dostupné z <<http://corp.array.ca/nest-web/help/operators/RangeDopplerGeocodingOp.html>>.
- OH, Y. (2004): Quantitative retrieval of soil moisture content and surface roughness from multipolarized radar observations of bare soil surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, č. 3, s. 596–601.
- OH, Y., SARABANDI, K., ULABY, F. T. (1992): An Empirical Model and an Inversion Technique for Radar Scattering from Bare Soil Surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30, č. 2, s. 370–381.
- OSM (2017): © OpenStreetMap contributors, [cit 10. 11. 2017]. Dostupné z <<https://www.openstreetmap.org>>.
- PATHE, C., WAGNER, W., SABEL, D., DOUBKOVA, M., BASARA, J. B. (2009): Using ENVISAT ASAR global mode data for surface soil moisture retrieval over Oklahoma, USA. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47, č. 2, s. 468–480.
- PENG, J., LOEW, A., MERLIN, O., VERHOEST, N. E. C. (2017): A review of spatial downscaling of satellite remotely sensed soil moisture. *Reviews of Geophysics*, 55, č.2, s. 341–366.
- QGIS (2017): Discover QGIG [cit 28. 10. 2017]. Dostupné z <<http://www.qgis.org/en/site/about/index.html>>.
- RANEY, R. K. (1998): Radar Fundamentals: Technical Perspective. In: Henderson, F. M., Lewis, A. J. (eds.): *Principles & Applications of Imaging Radar*. John Wiley & Sons, New York, s. 9–124.
- REES, W. G. (2001): *Physical Principles of Remote Sensing*. Cambridge University Press, Cambridge, 343 s.
- REJŠEK, K. (1999): *Lesnická pedologie – cvičení (skriptum)*. MZLU v Brně, 58 s.
- SANTI, E., PALOSCIA, S., PETTINATO, S., NOTARNICOLA, C., PASOLLI, L., PISTOCCHI, A. (2013): Comparison between SAR soil moisture estimates and hydrological model simulations over the Scrivia test site. *Remote Sensing*, 5, č. 10, s. 4961–4976.

- SMALL, D. (2011): Flattening gamma: Radiometric terrain correction for SAR imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49, č.8, s. 3081–3093.
- SRIVASTAVA, H. S., PATEL, P., MANCHANDA, M. (2003): Use of multiincidence angle RADARSAT-1 SAR data to incorporate the effect of surface roughness in soil moisture estimation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41, č. 7, s. 1638–1640.
- SRIVASTAVA, H. S., PATEL, P., NAVALGUND, R. R., SHARMA, Y. (2008): Retrieval of surface roughness using multi-polarized Envisat-1 ASAR data. *Geocarto International*, 23, č. 1, s. 67–77.
- STEP (2017a): Artefacts in S1TBX Radiometric Terrain Flattening [cit 28. 10. 2017]. Dostupné z <<http://forum.step.esa.int/t/artefacts-in-s1tbx-radiometric-terrain-flattening/397>>.
- STEP (2017b): SNAP [cit 28. 6. 2017]. Dostupné z <<http://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>>.
- TORRES, R., SNOEIJ, P., GEUDTNER, D., BIBBY, D., DAVIDSON, M., ATTEMA, E., POTIN, P., ROMMEN, B., FLOURY, N., BROWN, M., TRAVER I. N., DEGHAJE, P., DUESMANN, B., ROSICH, B., MIRANDA, N., BRUNO, C., L'ABBATE, M., CROCI, R., PIETROPAOLO, A., HUCHLER, M., ROSTAN, F. (2012): GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120, s. 9–24.
- ULABY, F. T., DUBOIS, P. C., VAN ZYL, J. (1996): Radar mapping of surface soil moisture. *Journal of Hydrology*, 184, č. 1–2, s. 57–84.
- VRÁBLÍK, T. (2017): Osobní konzultace. Vedoucí oddělení biometeorologický aplikací, ČHMÚ. 16. 10. 2017.
- WAGNER, W., SABEL, D., DOUBKOVA, M., BARTSCH, A., PATHE, C. (2009): The Potential of Sentinel-1 for Monitoring Soil Moisture with a High Spatial Resolution at Global Scale. *ESA Special Publications SP-674*, 5 s.
- WALKER, J. P., PANCIERA, R., MONERRIS, A. (2013): Basis of an Australian Radar Soil Moisture Algorithm Theoretical Baseline Document, Monash University, Melbourne, 109 s.
- WALKER, J. P., WILLGOOSE, G. R., KALMA, J. D. (2004): In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *Journal of Hydrology*, 293, č. 1, s. 85–99.
- ZACHARIAS, S., BOGENA, H., SAMANIEGO, L., MAUDER, M., FUß, R., PÜTZ, T. et al. (2011): A Network of Terrestrial Environmental Observatories in Germany. *Vadose Zone Journal*, 10, č.3, s. 955–977.
- ZVÁRA, K. (2012): Statistika. Učební materiál k předmětu MD360P03Z, MD360P03U. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Praha, 264 s.

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1: Použité snímky – Německo (Zdroj: vlastní)

Příloha 2: Použité snímky – Česko (Zdroj: vlastní)

Příloha 3: CD s textem práce

Příloha 1: Použité snímky – Německo (Zdroj: vlastní)

Datum a čas UTC	Snímek
10. 3. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160310T172411_20160310T172436_010310_00F422_0804
22. 3. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160322T172400_20160322T172425_010485_00F908_381F
22. 3. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160322T172425_20160322T172450_010485_00F908_03AA
3. 4. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160403T172412_20160403T172437_010660_00FE19_1036
15. 4. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160415T172420_20160415T172445_010835_01035A_1EDE
27. 4. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160427T172413_20160427T172438_011010_0108C8_F682
9. 5. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160509T172421_20160509T172446_011185_010E48_4002
21. 5. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160521T172417_20160521T172442_011360_011401_0E77
2. 6. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160602T172420_20160602T172445_011535_0119AA_6154
14. 6. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160614T172421_20160614T172446_011710_011F26_FE29
20. 7. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160720T172423_20160720T172448_012235_013003_0740
1. 8. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160801T172424_20160801T172449_012410_0135D4_C111
13. 8. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160813T172425_20160813T172450_012585_013B95_832C
25. 8. 2016 17:24	S1A_S4_GRDH_1SDV_20160825T172419_20160825T172447_012760_014185_ADD0
6. 9. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160906T172425_20160906T172450_012935_014746_0721
18. 9. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160918T172426_20160918T172451_013110_014CF7_25BA
30. 9. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160930T172426_20160930T172451_013285_01529D_F019
6. 10. 2016 17:24	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161006T172340_20161006T172405_002389_00408C_C634
12. 10. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161012T172426_20161012T172451_013460_015829_2211
18. 10. 2016 17:24	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161018T172339_20161018T172404_002564_004543_E0A6
24. 10. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161024T172426_20161024T172451_013635_015D99_39B4
30. 10. 2016 17:24	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161030T172340_20161030T172405_002739_004A26_8669
5. 11. 2016 17:24	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161105T172426_20161105T172451_013810_016316_5137
11. 11. 2016 17:24	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161111T172339_20161111T172404_002914_004F15_C7E3

Příloha 2: Použité snímky – Česko (Zdroj: vlastní)

Datum a čas UTC	Snímek
6. 3. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160306T050910_20160306T050935_010244_00F22B_B3B8
18. 3. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160318T050921_20160318T050946_010419_00F725_2EBB
18. 3. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160318T050856_20160318T050921_010419_00F725_818C
30. 3. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160330T050910_20160330T050935_010594_00FC2A_660A
11. 4. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160411T050857_20160411T050922_010769_01015F_5F35
11. 4. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160411T050922_20160411T050947_010769_01015F_BFCC
23. 4. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160423T050911_20160423T050936_010944_0106AD_2D94
5. 5. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160505T050858_20160505T050923_011119_010C29_6061
5. 5. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160505T050923_20160505T050948_011119_010C29_7952
17. 5. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160517T050850_20160517T050915_011294_0111CF_295C
17. 5. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160517T050915_20160517T050940_011294_0111CF_BA6D
29. 5. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160529T050908_20160529T050933_011469_011790_0322
10. 6. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160610T050909_20160610T050934_011644_011D09_9953
4. 7. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160704T050910_20160704T050935_011994_012824_E395
16. 7. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160716T050911_20160716T050936_012169_012DE3_4387
28. 7. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160728T050911_20160728T050936_012344_013391_5600
9. 8. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160809T050912_20160809T050937_012519_01396F_DBA3
21. 8. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160821T050913_20160821T050938_012694_013F33_EC6C
2. 9. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160902T050913_20160902T050938_012869_014526_2484
14. 9. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160914T050914_20160914T050939_013044_014AB8_FE24
26. 9. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160926T050914_20160926T050939_013219_01508D_FD00
2. 10. 2016 5:08	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161002T050814_20161002T050839_002323_003ED9_5CC2
2. 10. 2016 5:09	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161002T050839_20161002T050904_002323_003ED9_643B
8. 10. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161008T050914_20161008T050939_013394_015602_2239
14. 10. 2016 5:08	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161014T050814_20161014T050839_002498_004371_CEB2
14. 10. 2016 5:09	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161014T050839_20161014T050904_002498_004371_7566
20. 10. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161020T050914_20161020T050939_013569_015B9D_4D4E
26. 10. 2016 5:08	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161026T050814_20161026T050839_002673_004854_16D6
26. 10. 2016 5:09	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161026T050839_20161026T050904_002673_004854_6868
1. 11. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161101T050914_20161101T050939_013744_0160F4_6025
7. 11. 2016 5:09	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161107T050831_20161107T050856_002848_004D2E_CC06
13. 11. 2016 5:09	S1A_IW_GRDH_1SDV_20161113T050914_20161113T050939_013919_016684_F6B7
19. 11. 2016 5:09	S1B_IW_GRDH_1SDV_20161119T050831_20161119T050856_003023_005239_D295